



0)1000

ByJI



V Всероссийский симпозиум по вулканологии и палеовулканологии

# вулканизм и геодинамика

ЕКАТЕРИНБУРГ 2011

# РОССИЙСКАЯАКАДЕМИЯНАУК

# ОТДЕЛЕНИЕ НАУК О ЗЕМЛЕ

Межведомственный петрографический комитет Комиссия по вулканологии и палеовулканологии

Национальный геофизический комитет Секция вулканологии и химии Земли

УРАЛЬСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ РАН Институт геологии и геохимии им. акад. А.Н. Заварицкого

# УРАЛЬСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ ГОРНЫЙ УНИВЕРСИТЕТ РОССИЙСКИЙ ФОНД ФУНДАМЕНТАЛЬНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ

# ВУЛКАНИЗМ И ГЕОДИНАМИКА

# **МАТЕРИАЛЫ** V ВСЕРОССИЙСКОГО СИМПОЗИУМА ПО ВУЛКАНОЛОГИИ И ПАЛЕОВУЛКАНОЛОГИИ

Екатеринбург 2011 УДК 551.21+551.24

Вулканизм и геодинамика: Материалы V Всероссийского симпозиума по вулканологии и палеовулканологии. Екатеринбург: Институт геологии и геохимии УрО РАН, 2011. 604 с. ISBN 978-5-94332-093-4

Сборник содержит материалы по общим вопросам вулканизма и геодинамики Земли; вулканизму различных геодинамических обстановок (континентального рифтового, континентальных плит и континентальных окраин; океанического спредингового, островодужного, плюмов и "горячих точек" т.д.); фациально-формационному анализу вулканитов, их классификации и номенклатуре; характеристике вулканических и вулкано-тектонических структур, вулкано-плутонических поясов и центров; петрологии вулканитов; современному вулканизму, геоэкология и биосфера Земли; газогидротермальным процессам и оруденению, связанных с вулканизмом; прогнозу природных катастроф на основе изучения периодов вулканической и сейсмической активности. Изложенные в сборнике материалы отражают современное состояние исследований в познании взаимосвязи вулканизма и геодинамики в истории Земли.

Редакционная коллегия:

академик Коротеев В.А. (ответственный редактор), канд. геол.-мин. наук Малышев А.И., канд. геол.-мин наук Волчек Е.Н.

Материалы изданы при финансовой поддержке РФФИ – грант № 11-05-06118-г.

#### Фотографии обложки:

фон обложки – лавовые торосы вулкана Ключевского, фото А.И. Малышева, 2009 г.; передняя страница - извержение вулкана Пуйеуэ, Чили, фото Ивана Алварадо (Рейтерс), июнь 2011 г.; задняя страница обложки: вверху – фумрола Мутновского вулкана, 2007 г.; в центре – карьер Гайского медно-колчеданного месторождения, Ю. Урал, 2008 г., фото А.И. Малышева Дизайн обложки – Л.К. Малышева

ISBN 978-5-94332-093-4

© Институт геологии и геохимии УрО РАН, 2011

#### **І. ОБЩИЕ ВОПРОСЫ**

#### ДЕВОНСКИЕ БАЗАЛЬТЫ СЕВЕРНОГО ТИМАНА

© 2011 г. Е. А. Анферова\*, О. В. Удоратина\*\*, Ю. Л. Ронкин\*\*\*

\*Сыктывкарский Госуниверситет, Сыктывкар, ek\_anferova@mail.ru \*\*Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар, udoratina@geo.komisc.ru \*\*\*Институт геологии и геохимии УрО РАН, Екатеринбург, ronkin@r66.ru

Базальтовые покровы известны на Северном, Среднем и Южном Тимане. Согласно схеме корреляции [Корреляция..., 1985] покровы базальтов и туфов, дайки долеритов рассматриваются в составе канино-тиманского комплекса средневерхнедевонского возраста (D<sub>2-3</sub>). Раннефранский (пашийско-среднекыновский) возраст канино-тиманского комплекса определен по залеганию покровов, потоков и слоев вулканогенно-осадочных пород среди палеонтологически датированных отложений пашийского и кыновского горизонтов. Калий-аргоновые датировки подтверждают позднедевонский возраст базальтов и долеритов, других данных абсолютного датирования нет. В разрезах базальты и их туфы перемежаются с осадочными породами, сформированными в прибрежноморской зоне подвергавшейся неоднократным регрессиям и трансгрессиям. В результате излияния базальтовой магмы сформировались обширные "многослойные" трапповые плато на всем протяжении Тимана. Излияния базальтов на Северном Тимане повторялись несколько раз. Отмечается несколько фаз вулканической позднедевонской активизации разделявшиеся этапами относительного покоя. Вулканические процессы проявлялись преимущественно в форме излияний из вулканических аппаратов трещинного типа, в ходе их формировались мощные покровы и многочисленные потоки зонального строения. По данным предшественников эксплозивная деятельность была угнетена на Северном Тимане.

Базальты Тимана исследовались на протяжении 100 лет. Первые полные данные приведены в работах З.А. Сазоновой (1938), Б.М. Куплетского (1940), Г.А. Чернова (1960–1961), Ю.П. Ивенсена (1964). Начиная с 50-ых годов прошлого столетия при проведении масштабных геологосъемочных работ появились новые данные, сведенные в обобщениях Л.Т. Беляковой с соавторами (1976), В.Г. Черного (1977), В. И. Степаненко (1992). Последние данные по базальтам Северного Тимана появились в результате проведения международной экспедиции на Северный Тиман в 2000 году и их можно найти в работе В. Г. Оловянишникова [Оловянишников, 2004].

Петрографическая характеристика. Образцы базальтов (коллекция В.Л. Андреичева (1981 г.)) отобраны из коренных обнажений, вскрывающихся в пределах приливно-отливной зоне на мысах Мал и Бол. Румяничный. Базальты относительно однообразны. Породы неполнокристаллические, темносерого до черного цвета. Текстура миндалекаменная (миндалины заполнены кальцитом и (или) хлоритом), структура порфировая. Во вкрапленниках пироксен черного цвета размером до 0.5 мм. Микроструктура интерсертальная, микролитовая. Минеральный состав: вкрапленники пироксена и плагиоклаза, плагиоклаз-пироксеновый матрикс, рудный минерал (титаномагнетит, магнетит), стекло (палагонит). Пироксен вкрапленников таблитчатой, неправильной формы. Размер кристаллов колеблется от 0.06 мм до 0.18 мм. Отмечается слабый плеохроизм, обусловенный высоким содержанием магния. Цвета интерференции варьируют в голубобордо-коричневой гамме. Плагиоклаз вкрапленников (размером до 0.6 мм) лейсты. В параллельных николях наблюдается спайность, отсутствуют продукты замещения. В скрещенных николях хорошо видны полисинтенические двойники, погасание неровное. Плагиоклаз и пироксен основной массы формируют интерсертальную микроструктуру породы (размер кристаллов в среднем 0.03 мм). Вулканическое стекло составляет в среднем до 5 об. % породы, максимальное его содержание достигает 30 об. %. Вулканическое стекло слагает межзерновые промежутки удлиненной либо изометричной неправильной формы. Стекло палагонитовое по составу, характеризуется светло зеленой либо желтой окраской в параллельных николях. Цвета интерференции зеленовато-желто-коричневые, до черных. Палаганит рассматривается предшественниками З.А. Сазоновой и Б.М. Куплетским как первичный минерал базальтов. Рудный минерал составляет 5-15 об. % породы. В параллельных и скрещенных николях имеет черную окраску. Форма выделений, различна: неправильная вытянутая, нередки скелетные формы формирующиеся при быстрой кристаллизации расплава. Из вторичных минералов присутствует хлорит, наблюдаются радиальнолучистые агрегаты. В относительно крупных кристаллах пироксена наблюдаются псевдоморфозы боулингита.

Химический состав породообразующих минералов пироксенов и плагиоклазов, а также рудного титаномагнетита изучен в аншлифах микрозондовым анализом на растровом электронном ми-

Компонент	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	$P_2O_5$	ППП
1 (обр.232/81)	47.54	0.96	13.75	3.97	7.59	0.18	1.026	10.53	2.25	0.18	0.06	2.50
2 (обр.233/81)	47.08	0.92	13.79	4.24	7.07	0.18	11.02	10.92	1.77	0.19	0.06	2.76
3(n=29)	49.99	1.54	13.49	5.99	5.8	н.д.	6.6	9.03	2.38	0.45	н.д.	н.д.
4(n=21)	48.57	1.63	13.72	6.11	6.28	н.д.	6.54	8.17	2.48	0.88	н.д.	н.д.
5(n=22)	49.70	1.75	13.39	4.01	8.97	н.д.	6.26	10.55	2.32	0.49	н.д.	н.д.

Таблица 1. Химический состав (мас. %) базальтов Северного Тимана

Примечание. 1– базальты мыс Бол. Румяничный, 2 – базальты мыс. Мал. Румяничный, 3 – базальты второго покрова, 4 – базальты р. Светлой, 5 – базальты третьего покрова; 1–2 – химический состав определен мокрохимическим методом в ИГ Коми НЦ УрО РАН; 3–5 – из работы Л. Т. Беляковой с соавторами [Белякова и др., 1976].

кроскопе CamScan MV2300 (г. Черноголовка). Пироксен вкрапленников и пироксен основной массы породы и имеет четко выраженное зональное строение. Центральные зоны по данным микрозондового анализа, представлены пижонитом (Mg<sub>1.11</sub>Ca<sub>0.19</sub>  $Fe^{2+}_{0.63}Fe^{3+}_{0.02}Mn_{0.02}Al_{0.07}(Si_{1.93}Al_{0.02})O_6$ ), а краевые авгитом (Mg<sub>0.86</sub>Ca<sub>0.83</sub>Fe<sup>2+</sup><sub>0.22</sub>Ti<sub>0.03</sub>Al<sub>0.11</sub>(Si<sub>1.89</sub>Al<sub>0.05</sub>). Отмечается уменьшение магнезиальности от xMg 0.79 до 0.64 и соответственно увеличение железистости xFe 20.55 до 37.16 пироксена.

Плагиоклаз соответствует битовниту  $An_{73}$  с формулой  $Ca_{0.67}Na_{0.25}Al_{1.66}Si_{2.33}O_8$ . Рудный минерал представлен титаномагнетитом с формулой  $Mg_{0.2}Mn_0Fe_{1.36}(Ti)_{1.3}O_4$ .

Петро-геохимическая характеристика. В базальтах Северного Тимана по данным предшественников (табл. 1) содержание кремнезема находится на уровне 49 мас. % (незначительно варьирует от 48.5 до 50 мас. %). Породы относятся к высокотитанистым (содержание TiO<sub>2</sub> 1.5–1.7 мас. %) и низкоглиноземистым (содержание Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> – 13 мас. %). Железистость составляет 1.8-2.07. Полученные нами данные по химическому составу базальтов в целом подтверждают имеющиеся ранее. На диаграмме TAS используемой для классификации пород [Петрографический..., 2009] точки составов попадают в поле базальтов. По полученным нами данным (табл. 1) содержание кремнезема в базальтах составляет 47 мас. %, породы высокотитанистые (TiO<sub>2</sub> 0.92-0.96 мас. %) низкоглиноземистые (Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> - 14 мас. %). Железистость 0.96-1.1. Положение точек составов на различных диаграммах неоднозначно, но в целом базальты Северного Тимана соответствуют породам толеитовой серии.

Получены первые данные по содержанию редких и рассеянных элементов (табл. 2) в базальтах Северного Тимана. К настоящему времени имеются единичные данные для базальтов Среднего Тимана [Макеев и др., 2008]. Содержания эелемнтов типичны для трапповых базальтов.

На диаграммах, используемых для реконструкции геодинамических условий образования точки составов имеют неоднозначное положение, но чаще располагаются в поле базальтов континентальных рифтов. В рамках различных геодинамических концепций излияние лав базальтового состава происходило пульсационно и кратковременно (во время формирования прибрежно-морских осадочных отложений на участках островной суши в пашийско-кыновское время) в зонах растяжения сформированных при рифтогенных процессах на западной (Тиманской) окраине Уральского палеоокеана в поздем девоне [Окнова, 1997].

Базальты Северного Тимана являются кайнотипными образованиями, наблюдаются как массивные, так и миндалекаменные разности. Обычно это породы с порфировыми вкрапленниками пироксена и плагиоклаза и основной массой. Основная масса состоит из плагиоклаза, пироксена (авгита) и палагонитового стекла. Пироксены и плагиоклазы вкрапленников и основной массы зональные. Центральные части соответствуют по составу пижониту кай-

Элемент	Li	Be	Sc	V	Cr	Со	Ni	Cu	Zn	0	<u>i</u> a
232/81	5.88	0.24	37.81	339.43	685.38	52.08	239.80	57.03	57.51	8.	03
Элемент	Ge	As	Rb	Sr	Y	Zr	Nb	Мо	Ag	0	Cd
232/81	7.51	0.17	5.10	94.45	18.57	43.15	3.22	1.09	0.06	0.	11
Элемент	In	Sn	Sb	Те	Ι	Cs	Ba	La	Ce	I	Pr
232/81	0.06	0.90	0.02	0.05	0.36	29.29	94.88	3.97	10.16	1.	48
Элемент	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Но	Er	Tm	Y	′b
232/81	7.06	2.11	0.71	2.41	0.39	2.69	0.57	1.64	0.26	1.	86
Элемент	Lu	Hf	Та	W	Re	Hg	Tl	Pb	Bi	Th	U
232/81	0.32	1.42	0.17	0.18	0.04	0.08	0.02	0.84	0.01	0.44	0.36

Таблица 2. Содержания редких и рассеянных элементов (г/т)

Примечание. Определение содержаний редких и рассеянных элементов проводилось путем кислотного разложения смесью кислот и дальнейшего анализа с помощью высокоразрешающего масс-спектрометра с ионизацией в индуктивно связанной плазме HR-ICP/MS Element2 (производства Thermo Quest), методика изложена в работе [Ронкин и др., 2005]. мы авгиту. Плагиоклаз соответствует битовниту. Первичный рудный титаномагнетит.

Базальты нормальной щелочности содержание кремнезема от 47 до 50 мас. %, варьирует содержание, глинозема, титана, железистость. Породы умеренно калиевые нормальной щелочности. Породы умеренно низкотитанистые и низкоглиноземистые. Базальтовые расплавы были сформированы при процессах рифтогенеза.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Белякова Л.Т., Прибышеня С.В., Степаненко В.И. Петрохимия и формационная принадлежность герцинского магматизма Среднего и Южного Тимана // Геология и полезные ископаемые северовостока европейской части СССР. Ежегодник-1975. Сыктывкар: Ин-т геологии Коми филиала АН СССР, 1976. С. 80–86.
- Корреляция магматических комплексов Европейского северо-востока СССР / В.Н. Охотников, В.И. Мизин, Л.Т. Белякова и др. Серия препринтов "Научные рекомендации – народному хозяйству". Сыктывкар,

1985. Вып. 53. 24 с.

- Макеев А.Б., Лебедев, В.А., Брянчанинова Н.И. Магматиты Среднего Тимана. Екатеринбург: УрО РАН, 2008. 348 с.
- Окнова Н.С. Литогенез, тектоника плит и нефтегазообразование // Литология и палеогеография. Вып. 5. Сборник научных трудов, посвященный 80-летию проф. Н. В. Логвиненко / Под ред. В.Н. Шванова, Э.И. Сергеевой. СПб.: СПбГУ, 1997. С. 125–135.
- 5. Оловянишников В. Г. Геологическое развитие Северного Тимана и п-ова Канин. Сыктывкар: Геопринт, 2004. 80 с.
- Петрографический кодекс России. Магматические, метаморфические, метасоматические, импактные образования. Издание второе, переработанное и дополненное. СПб.: ВСЕГЕИ, 2008. 200 с.
- Ронкин Ю.Л., Лепихина О.П., Голик С.В., Журавлев Д.З., Попова О.Ю. Мультиэлементный анализ геологических образцов кислотным разложением и окончанием на HR ICP-MS Element2. Информационный сборник научных трудов ИГГ УрО РАН. Ежегодник-2004. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2005. С. 423–433.

#### **І. ОБЩИЕ ВОПРОСЫ**

### ДИФФЕРЕНЦИАЦИЯ ВЕЩЕСТВА МАНТИИ ПРИ АККУМУЛЯЦИИ ЗЕМЛИ.

© 2011 г. В. Н. Анфилогов\*, Ю. В. Хачай\*\*

\*Институт минералогии УрО РАН; 456317, Muacc; Anfilogov@mineralogy.ru \*\*Институт геофизики УрО РАН; 620016, Екатеринбург; Yu-Khachay@yandex.ru

Внутреннее строение Земли и динамика в ней тектонических, магматических и метаморфических процессов решающим образом зависят от способа ее формирования, состава и состояния планеты ко времени завершения ее аккумуляции. Широко известна модель гомогенной аккумуляции вещества Земли из холодного газовопылевого облака [1, 2]. В этой модели разделение первично однородной Земли на ядро и силикатную мантию могло начаться только после разогрева ее верхнего слоя на завершающем этапе формирования. Серьезные возражения против такой модели дифференциации вещества Земли высказаны в [3]. Последнее время большим успехом пользовалась модель мегаимпакта [4], в которой предполагается катастрофическое столкновение почти сформировавшейся Земли с телом, массой Меркурия или даже Марса. Однако, ни в той ни в другой модели аккумуляции не удается построить механизм раннего разделения резервуаров ядра и мантии, согласованный с изотопными геохимическими данным [5].

В [6] мы предложили принципиально новую модель гетерогенной аккумуляции Земли. Она позволяет объяснить механизм образования частично расплавленного железо-никелевого ядра на начальном этапе формирования Земли и обосновывает новый механизм дифференциации вещества в процессе аккумуляции Земли. На основе численного моделирования теплового режима в процессе аккумуляции Земли, нами показано, что учет выделения тепла при распаде короткоживущими радиоактивными элементами и прежде всего <sup>26</sup>Al, обеспечивает во внутренних областях зародышей в зоне питания Земли выше температуры плавления железа, как только и их радиус станет больше (50–100) км. Эта расплавленная внутренняя часть покрыта твердой, преимущественно силикатной холодной оболочкой. Масса зародышей еще мала и при их столкновениях расплавленные преимущественно железные ядра зародышей сливаются, а для удержания осколков силикатных твердых оболочек гравитационный радиус тел еще слишком мал. Развивается своеобразный механизм дифференциации на стадии аккумуляции планеты. По мере роста центрального тела происходит увеличение его гравитационного радиуса и вычерпывание крупных зародышей с расплавленными железными ядрами. Это означает преимущественное завершение формирования ядра Земли и начало формирования силикатной мантии. Возможное распределение температуры в ядре и на его поверхности, на момент начала формирования мантии получено на основе численного решения задачи о распределении температуры в растущей планете в процессе ее аккумуляции. Постановка задачи и методы ее решения приведены в [6, 7]. Некоторые варианты полученных результатов представлены на рис. 2 в [7]. Из приведенных результатов видно, что для большей части вариантов к началу формирования мантии температура на поверхности ядра оказывается выше температуры ликвидуса модельных составов. Дальнейшее развитие процессов плавления и дифференциации силикатного вещества мантии определяется тепловым режимом растущей Земли и, прежде всего, вкладом потенциальной энергии, падающих на поверхность Земли планетезималей в тепловую энергию. Величина этого вклада зависит от степени не упругости столкновения аккумулируемых тел с поверхностью растущей Земли. Температура, необходимая для плавления, поддерживается как за счет высокой теплопроводности вещества ядра, так и выделения тепла при неупругом соударении аккумулируемых тел. С превышением критических условий в слое силикатного расплава возникнет тепловая конвекция, которая обеспечивает эффективный теплоперенос. В полученных вариантах решений прослеживается перемещение верхней границы расплава к поверхности растущей Земли вдоль кривой плавления, подобно процессу, описанному в работе [8]. Это может продолжаться до тех пор, пока потери тепла через поверхность слоя не скомпенсируют приток тепла от его нижней границы. Поскольку температура ликвидуса модельного перидотита при повышении литостатического давления растет быстрее, чем температура ядра на границе ядро-мантия, наступит момент, когда слой силикатного расплава на границе с ядром начнет кристаллизоваться. Мощность слоя силикатного расплава, при которой начнется его кристаллизация можно рассматривать как глубину "океана" маг-

мы, который образуется в процессе формирования мантии Земли. В полученных вариантах численного решения мощность слоя расплава может достигать 800-900 км. Первыми кристаллическими фазами, которые будут кристаллизоваться на дне магматического "океана", исходя из принятого состава, являются Mg-пироксен со структурой перовскита и магнезиовюстит. Кристаллизация магнезиовюстита и Мд-пироксена приведет к образованию в основании мантии слоя из смеси этих минералов. Наиболее важным моментом начального этапа кристаллизации является распределение железа между расплавом и твердыми фазами. Металлическое железо, поступающее на поверхность Земли в составе хондритового материала, будет плавиться, образуя капли не смешивающейся с силикатным расплавом жидкости, насыщаться оксидом железа и опускаться на поверхность ядра. Имея меньшую плотность, чем плотность расплавленного ядра, оксид железа и металлическое железо, насыщенное оксидом, может сформировать слой расплава на границе ядро-мантия, который будет иметь диффузионную границу с расплавленным ядром. Учитывая, что содержание FeO в хондритовом материале выше, чем в модельном перидотите, Mgперовскит и магнезиовюстит также будут обогащены оксидом железа по сравнению с составом этих фаз в опытах по плавлению перидотита KLB-1 [9, 10]. Высокое содержание FeO при низком парциальном давлении кислорода допускает диспропорционирование оксида железа с образованием Fe и Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>. Это открывает возможность для перехода образованного таким путем железа в ядро. Трехвалентное железо вместе с алюминием может входить в состав Мд-перовскита [11] или образовывать магнетит. Следует заметить, что процесс кристаллизации в слое расплава, который постепенно перемещается к поверхности, происходит в условиях открытой системы, так как в него постоянно поступает новый материал, осаждающийся на поверхность Земли в процессе аккумуляции. В этих условиях процесс дифференциации становится подобным зонной плавке. Но поскольку кристаллизация происходит только в основании слоя расплава, а состав поступающего в систему материала варьирует в ограниченных пределах, то минеральные ассоциации, которые формируются в основании слоя в процессе кристаллизации можно прогнозировать достаточно точно. По мере наращивания слоя кристаллического материала на поверхности ядра, удаления нижней границы слоя расплава от границы ядро-мантия и уменьшения размеров и числа планетезималей, падающих на поверхность растущей Земли, мощность слоя проплавления будет уменьшаться. Если остановиться на вариантах численного решения тепловой задачи, в которых уменьшение мощности слоя расплава начнется, когда его верхняя граница приблизится к уровню поверхности современной Земли, то мы можем оценить положение нижней границы верхней мантии Земли как глубину основания слоя расплава, которая установилась на завершающем этапе аккумуляции Земли. Она станет нижней границей верхней мантии. В схеме Ю.М. Пущаровского на этой глубине находится основание раздела I в средней мантии [12]. Первичные состав и структура верхней мантии будет определяться составом расплава, в момент, когда мощность слоя расплава начала уменьшаться и его дифференциацией в процессе охлаждения и кристаллизации в условиях закрытой системы. При уменьшении мощности слоя расплава до 680-700 км вместо Mg-перовскита в его основании будет кристаллизоваться гранат и магнезиовюстит, а затем гранат, В-фаза, имеющая состав  $Mg_{12}Si_5O_{24}$  и ү- гранат [9, 10]. Остаточный расплав на этом этапе обогащается СаО и обедняется глиноземом, который переходит в состав граната. Когда мощность слоя расплава уменьшится до 450 км, ликвидусной фазой в его основании становится оливин. Можно ожидать, что в результате кристаллизации оливина на этой глубине сформируется преимущественно оливиновый кристаллический слой, положение которого в современной Земле фиксируется на глубине 350-420 км по скачку плотности, обусловленным у-в фазовым переходом оливина. Кристаллизация оливина приведет к увеличению в остаточном расплаве содержания Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>. В конечном итоге остаточный расплав приобретет состав близкий к составу лунных пикритовых стекол, содержащих 7-8 мас. % Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> и около 20 мас. % FeO [13, 14]. Это позволяет утверждать, что составы расплавов на конечных стадиях формирования Земли и Луны и механизм их дифференциации были по крайней мере близки. Такой же вывод сделан в работе Е.В. Шаркова и О.А. Богатикова [15]. В соответствие с предложенной моделью [6, 7], в последнюю очередь на поверхности Земли будет отлагаться вещество близкое по составу к углистым хондритам CI, которое содержит наиболее низкотемпературные продукты конденсации протопланетного вещества. В этом случае мощность верхней, содержащей воду оболочки может увеличиться. По мере охлаждения слоя расплава начнет кристаллизоваться плагиоклаз и у поверхности слоя расплава образуется магматическая "каша", состоящая из кристаллов плагиоклаза и остаточного расплава. Легкая анортитовая магматическая "каша", в виде диапиров может выдавливаться через перекрывающий расплав слой углистого хондрита на поверхность, образуя на поверхности Земли крупные скопления анортозита, аналогичного анортозитам, слагающим

древнюю кору Луны. Механизм формирования ферроанортозитов, детально рассмотрен в работах Уоррена [16]. При прогреве расплавом внешнего твердого слоя Земли, сложенного материалом углистых хондритов, из него выделилась основная масса воды и углекислоты, в результате чего его плотность увеличилась и блоки, сложенные материалом углистых хондритов, стали погружаться в слой расплава, опускаясь до его основания. При их взаимодействии с расплавом сформировался верхний гибридный, неоднородный слой мантии. Состав этого слоя может быть близок к составу пиролита А.Е. Рингвуда. При прогреве расплавом верхнего твердого слоя Земли и выделения основной массы воды и углекислоты, содержащихся в составе углистых хондритов произошло мгновенное в геологическом масштабе времени образование океана и атмосферы, обогащенной СО<sub>2</sub>. К такому же выводу о времени образования океана пришел Л.И. Салоп, на основе анализа условий формирования наиболее древних пород катархея [18]. Есть все основания предполагать, что древнейшие кварциты, лежащие в основании разреза катархея, образовались в результате размыва и химического выветривания ферроанортозитов. Это подтверждается отсутствием в кварцитах реликтов обломочной структуры, а также их переслаивание с высокоглиноземистыми породами – силлиманитовыми и корунд содержащими гнейсами. Химическому выветриванию анортозитов способствовали высокая температура воды океана (более 150°С) и ее высокая кислотность [18]. Благодаря высокой кислотности, кальций, выделившийся при разложении анортозитов, удерживался в растворенном состоянии и при понижении температуры воды вошел в состав карбонатов вышележащей федоровской свиты катархея. Внедрение ферроанортозитов, образование океана и формирование древнейших кварцитов сопровождалось подводными излияниями базальтов, поступающих из слоя расплава. Они фиксируются в разрезе горизонтами пироксеновых и амфиболовых кристаллических ортосланцев. Глобальный характер процессов формирования фундамента катархейской протокоры подтверждается корреляцией разрезов катархейских комплексов, приведенной в работе [18].Из этой схемы следует, что наиболее древняя земная кора была представлена морскими хемогенными осадочными породами и вулканитами основного состава, которые также формировались в подводных условиях. Заметим, что при таком составе древних пород в них чрезвычайно трудно найти радиоактивные метки, пригодные для определения абсолютного возраста. Такие метки обнаружены только в отложениях с возрастом 4.0-4.1 млрд. лет, в которых появляются первые обломочные породы [15, 19]. Появление в отложениях катархея грубообломочного материала является чрезвычайно важным моментом формирования катархейской протокоры, так как оно фиксирует начало образования в катархейском океане, фрагментов суши. Грубообломочный материал появляется в этих отложениях только в конце катархейской эры перед саамским диастрофизмом [18]. Можно предположить, что с этого момента изменился тектонический режим, началось формирование континентов и интенсивная вертикальная аккреция земной коры [19]. Вероятно, именно на этом этапе произошло разделение земной коры на континентальную и океаническую.

Работа выполнена при поддержке РФФИ. Грант № 09–05–00983.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- 1. Сафронов В.С. Эволюция допланетного облака и образование Земли и планет. М.: Наука, 1969. 244 с.
- 2. Витязев А.В, Печерникова Г.В., Сафронов В.С. Планеты земной группы. М.:Наука, 1990. 296 с.
- 3. Кусков О.Л., Хитаров Н.И. Термодинамика и геохимия ядра и мантии Земли. М.: Наука. 1982. 279 с.
- 4. **Harper Č, Jacobsen S.** Evidence for <sup>182</sup>Hf in early Solar system and constraints of the timescale for terrestrial accretion and core formation// Geochim. Cosmochim. Acta. 1996. V. 60, No 7. P. 1131–1153.
- Wetherill G.W. Occurrence of Giant Impacts during the growth of the terrestrial planets // Science. 1985. V. 228. P. 877–879.
- 6. Анфилогов В.Н., Хачай Ю.В. Возможный вариант дифференциации вещества на начальном этапе формирования Земли // Докл. РАН. 2005. Т. 405, № 6. С. 803–806.
- Khachay Y.V., Anfilogov V.N. Variant of temperature distributions in the Earth on its accumulation // Prpceeding of the conference "The stady of the Earth as planet by methods of geophysics, geodesy and astronomy. Kiev. 2009. P. 197–203.
- 8. Тихонов А.Н., Любимова Е.А., Власов В.К. Об эволюции зон проплавления в термической истории Земли // Докл. АН ССР. 1969. Т. 188, № 2. С. 338–342.
- Herzberg C., Zang J. Melting experiments on anhydrous peridotite KLB-1: Compositions of magmas in the upper mantle and transition zone// J. Geophys. Res. 1996. V. 101, No B4. P. 8271–8295.
- Agee C.B., Li J. Shannon M.C, Circone S. Pressuretemperature phase diagram for the Allende meteorite // J. Geophis. Res. 1995. V. 100, No B9. P. 17725–17740.
- Ozava H.,Hirise K.,Mitome M., Bando Y. Sata N., Ohishi Y. Experimental study of reaction between perovskite band molten iron to 146 GPa and implication for chemically distinct buoyant lauer at the top of the core // Phys. Chem. Minerals. 2009. V. 36. P. 365–363.
- 12. Пущаровский Ю.М. Тектоника Земли. Т. 1. Тектоника и геодинамика. М.: Наука. 2005. 350 с.
- 13. Wieczorek M.A. et al. The constitution and structure of the lunar interior // New views of the Moon. Re-

ВУЛКАНИЗМ И ГЕОДИНАМИКА, Екатеринбург, ИГГ УрО РАН, 2011

9

views in mineralogy and geochemistry. 2006. V. 60. P. 221–365.

- Shearer C.K. et al. Thermal and magmatic evolution of the Moon // New views of the Moon. Reviews in mineralogy and geochemistry. 2006. V. 60. P. 365–518.
- 15. Шарков Е.В., Богатиков О.А. Эволюция тектономагматических процессов в истории Земли и Луны // Геотектоника. 2010. № 2. С. 3–22.
- Warren P.H. A concise compilation of petrologic information on possible pristine nonmare Moon rocks // Amer. Miner. 1993. V. 78. P. 360–376.
- 17. Campbel I.H., Roeder P.L., Dixon J.M. Plagioclase buoyancy in basaltic liquids as determined with centrifuge furnace // Contrib. Miner. Petrol. 1978. V. 67. № 4. P. 369–378.
- 18. **Салоп Л.И.** Геологическое развитие Земли в докембрии. Л.: Недра, 1982. 343 с.
- Леонов М.Г., Леонов Ю.Г. Понятие "консолидированная кора", природа ее границ и явление вертикальной аккреции // Вертикальная аккреция земной коры. Труды ГИН РАН. Вып. 542. М.: Наука, 2002. С. 398–408.

\_\_\_\_

#### І. ОБЩИЕ ВОПРОСЫ

# "ГРАВИТАЦИОННАЯ ПРУЖИНА" КАК ФИЗИЧЕСКАЯ ОСНОВА ОБЪЕМНО-ДИНАМИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ НА ЗЕМЛЕ И ДРУГИХ ОБЪЕКТАХ ВСЕЛЕННОЙ

© 2011 г. И. М. Белозёров\*, В. А. Минин\*\*, Г. Н. Шаров\*\*\*

\*НФ ОАО "Государственный специализированный проектный институт" – Новосибирский "ВНИПИЭТ", Новосибирск, alexey.belozerov@mail.ru \*\*Институт геологии и минералогии СО РАН, Новосибирск, mininigm@ngs.ru

\*\*\*Институт геолого-экономических проблем РАЕН, Москва, g.sharov@bk.ru

Наша многострадальная планета в течение всего наблюдаемого человечеством времени систематически подвергается серьезнейшим геодинамическим испытаниям, выражающимся то в катастрофических извержениях вулканов, то в разрушительных землетрясениях, нередко сопровождающихся в прибрежных регионах нашествием волн могучих цунами, то в других не менее грозных воздействиях беспощадных сил слепой природы. Этот извечный продолжающийся процесс мы наглядно наблюдаем уже и в только что наступившем 21-ом веке.

Поражают масштабы этих событий, их глобальность, колоссальные объемы систематически выделяющейся при этом энергии. Откуда берется эта непрерывно накапливаемая в недрах планеты сила? Где ее источник? Сегодня умозрительные ссылки на энергию распада исчезающе малых количеств еще существующих в природе радиоактивных изотопов лишь нескольких десятков химических элементов, некогда образовавшихся в результате до сих пор не осознанного некоего реального процесса, мало кого устраивают. Причина обсуждаемых на данном симпозиуме событий должна быть в другом, значительно более общем явлении, тем более что Земля в этом плане не является исключительным объектом Вселенной (вспомним, в частности, луно - и марсотрясения, вспышки и протуберанцы на Солнце, "рождения" сверхновых звезд и другие явления).

Хорошо известно, что Земля (как и все объекты самой себя и Вселенной в том числе) постоянно находится в общем поле прежде всего гравитационного взаимодействия со всеми этими объектами. Хорошо известен также и бесконечный радиус действия гравитационной силы. Известна и ее величина "F", прямо пропорциональная произведению масс каждой пары взаимодействующих объектов ("Mi" и "Mi+1") и обратно пропорциональная квадрату расстояния "L" между центрами этой пары масс. Это значит, что с уменьшением расстояния "L", например, вдвое сила взаимодействия "F" возрастает в 4 раза, а при увеличении "L" в 2 раза сила "F" уменьшается в 4 раза и т.д. В пределе же при увеличении "L" до бесконечности сила "F" уменьшается до нуля, а при уменьшении "L" до нуля сила "F" возрастает до бесконечности.

Современное инструментальное изучение окружающего нашу планету космического пространства и всего мегамира все более демонстрирует, что оно наполнено фактически бесконечным количеством вращающихся звездных систем и галактик. Естественно, в каждой из таких систем взаимодействуют, с одной стороны, центростремительная гравитационная сила, стремящаяся к сжатию данной системы в единый "сгусток" с ускорением его вращения, с другой стороны – центробежная сила, стремящаяся к расширению, разуплотнению и замедлению вращения этой системы небесных тел.

Что же происходит в центре "сгустка материи" в гравитационно сжимающейся системе объектов? Этот процесс заканчивается катастрофическим "падением" любого тела системы на ее ядро, следствием чего является, говоря языком астрофизиков, "гравитационный коллапс", сопровождающийся так называемой "нейтронизацией" вещества, при котором электронные оболочки атомов, образно говоря, "вдавливаются" в их ядра. В предельном варианте химическая атомная форма материи в "упавшем" на ядро системы теле перестает существовать, преобразуясь в очередной кусочек чисто физической "темной" материи. Сегодня считается, что в этом "темном" состоянии пребывает до 90% всей материи. Нельзя не отметить, что этот процесс "нейтронизации" сопровождается уменьшением линейного размера преобразующегося в нейтрон, в частности, атома элементарного протия более чем на 5 порядков, т.е. в ~ 200 тысяч раз (а объемного, соответственно, почти на 16 порядков), увеличением плотности вещества до ядерных значений  $(2 \times 10^{14} \div 1 \times 10^{15})$  г/см<sup>3</sup> и поглощением из системы на это преобразование удельной энергии в размере 0.75 ÷ 0.80 Мэв на каждый нуклон.

Рост нейтронных образований ("звезд" и т.п.) в этом процессе не бесконечен. По мере достижения критического состояния неустойчивого равновесия или в случае ослабления сил гравитационного сжатиявнутри тела по какой-либо другой причине может начаться процесс центробежного разуплотнения исходного нейтронного гиганта (так называемый "Большой Взрыв" в случае нашей галактики – "Млечного пути"). Из возникающих в этом процессе нейтронных "брызг" (капелек и т.п.) со временем образуются более мелкие системы, аналогичные нашей Солнечной, а из еще более мелких фрагментов – планеты, их спутники и т.п. Вся исходная система начинает разуплотняться, расширяться и постепенно остывать, образуя на поверхности своих составляющих сначала нейтронно-плазменные структуры (современные Солнце и звезды), позднее – химические вещества и газовые структуры (4 газовых гиганта в нашей системе – Нептун, Сатурн, Уран, Юпитер), далее – твердые оболочки с нейтронно-плазменным жидким ядром (Марс, Земля и ряд спутников планет в Солнечной системе) и, наконец, полностью остывшие и твердые тела, на которых тектоническая "жизнь" уже закончилась (Венера, Меркурий, большинство спутников планет, астероиды и т.п.)

По окончании цикла центробежного разуплотнения остывшую систему ожидает новый цикл развития, включая постепенное центростремительное гравитационное "концентрирование" вещества вокруг какого-либо центра другой растущей системы и последующее уже описанное выше преобразование физико-химической формы материи в ней в чисто физическую (нейтронную) с полным соблюдением всех действующих в природе законов сохранения материи, энергии и количества движения.

Так работает в природе "гравитационная пружина", являющаяся физической основой объемнодинамических процессов на Земле и других объектах Вселенной.

Нельзя не отметить, что многие наблюдаемые на твердой поверхности Земли характерные следы ожесточенной природной борьбы между собой остывшей поверхности и расширяющегося нейтронно-плазменного жидкого ядра можно при более внимательном рассмотрении увидеть и на других остывших и остывающих планетах, спутниках и прочих "мелких" телах Солнечной системы.

Такой нетрадиционный физический подход к наблюдаемым природным явлениям и процессам, несмотря на свою неочевидность, позволяет дать разумный логичный ответ на целый ряд насущных загадок природы, как то:

- расширяется ли Земля и почему?

 – какова физическая и энерегетическая природа разрушительных мощнейших тектонических подвижек на Земле и на суше и на море?

 – какая сила вздымает вверх колоссальные массы обширных горных систем на Земле и других планетах?

 какова природа срединноокеанических хребтов, Гольфстрима, Марианского жёлоба и т.п.? – в каком процессе "рождаются" в природе нестабильные (радиоактивные) изотопы различных химических элементов?

Перечень этих пока безответных "земных" (и не только!) вопросов может быть продолжен и существенно расширен.

Такой концептуальный физический подход к природе всесокрушающих объемно-динамических процессов на нашей планете принципиально позволяет обозначить также в качестве одной из актуальнейших проблем, стоящих прежде всего перед комплексом наук о Земле, задачу технического обеспеченияболее спокойного развития продолжающегося объективно неизбежного процесса дальнейшего разуплотнения ее глубинных структур. Генеральная конечная цель этого направления - предупредить реально существующую вероятность эксплозивного разрушения планеты в данном процессе и превращения ее в еще один пояс астероидов, аналогичный уже существующему в Солнечной системе. Речь идет, по большому счету, об обеспечении и в весьма отдаленной перспективе одного из основных условий для продолжительного существования человеческой цивилизации.

Некоторый стартовый задел для постановки такой проблемы – инструментальное мониторирование состояния существенной части поверхности планеты, ядерные значительной удельной мощности, опыт подземных испытаний этих зарядов, а также бурения скважин достаточно большой глубины и т.д. – сегодня уже имеется.

Авторы прекрасно осознают сложность восприятия изложенной в докладе нетрадиционной концепции, но все-таки надеются на осторожное постепенное ее понимание и, если это возможно, на ее совместное дальнейшее развитие.

Благодарим за терпение и внимание.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Белозёров И.М. Природа глазами физика // Междунар. научный журнал "Альтернативная энергетика и экология (ISJAEE)". 2008. № 12 (68). С. 8–58.
  Белозёров И.М., Мезенцев Л.Н., Минин В.А.,
- Белозёров И.М., Мезенцев Л.Н., Минин В.А., Митькин В.Н. Земля – активный источник нейтронов и водорода // Современное состояние наук о Земле: мат-лы междунар. конф. М.: МГУ, 2011. С. 211–215.
- Козловский Е.А., Белозёров И.М., Минин В.А., Шаров Г.Н. К вопросу о взрывоопасности газа при подземной добыче угля // Новые идеи в науках о Земле: мат-лы Х-ой междун. конф. М.: РГГРУ, 2011. Т. 2. С. 144.
- Белозёров И.М., Шаров Г.Н., Минин В.А. Эволюция Земли: на пути к новой парадигме // Доклады Х-оймеждунар-й конф-ции "Новые идеи в науках о Земле". М.: изд. РГГРУ им.С.Орджоникидзе. 2011. Т. 1. С. 12.

#### І. ОБЩИЕ ВОПРОСЫ

## ОБЩИЕ ВОПРОСЫ СВЯЗИ ЭВОЛЮЦИИ ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ И ВУЛКАНИЗМА (МАГМАТИЗМА) СЕВЕРНОЙ ЕВРАЗИИ И АППАЛАЧЕЙ В ПОСЛЕПАЛЕОЗОЙСКОЕ ВРЕМЯ

#### © 2011 г. В. С. Бочкарев

ОАО СибНАЦ, Тюмень, sibnac@sibsac

В связи с идеями плюм-тектоники и других гипотез широко публикуются представления о случайном характере вулканизма, обязанного глубинным плюмам и суперплюмам [Добрецов, 2005; Пучков, 2008, Тимонин, 1998 и другие]. Между тем во многих регионах Северной Евразии в разное время проявился характерный вулканизм или магматизм плато-базальтового и траппового типа, который, будучи пространственно разобщенным, синхронно развивался с риолитовым и гранитоидным магматизмом. Здесь просматриваются определенные закономерности.

Нами эти типы магматизма детально изучены в Урало-Сибирском регионе, на Сибирской платформе и в Тимано-Печорской области (триас), а также по литературным данным по Тимано-Печорской плите (девон) и Западной Европе (четвертичный вулканизм). В 1991 и 1994 годы в составе двух отрядов американских геологов, автор пересекал Аппалачи в южной и средней их частях, где развиты триасовые грабены, выполненные терригенными породами, базальтами и долеритами.

Эволюция геодинамических процессов. Уже в раннетриасовую эпоху Урало-Алтайская область испытала финальную вспышку гранитоидного магматизма, начавшегося 320 млн. лет назад в орогенную стадию. По U-Pb датированию цирконов, выполненному на SHRIMP-II, высококалиевые риолиты и граниты имеют возрастной максимум 245– 250 млн. лет (рис. 1), знаменующий конец кратонизации фундамента Западно-Сибирской платформы. При составлении рисунка нами использованы аналитические данные, опубликованные В.С. Бочкаревым, К.С. Ивановым, А.Г. Клецом, В.Г. Колокольцевым, Т.А. Коровиной. Геодинамика консолидации фундамента заключалась в миграции склад-



**Рис. 1.** Распределение определений абс. возраста цирконов U-Pb методом из пород доюрского фундамента Западно-Сибирской геосинеклизы.

чатости из центра Урало-Алтайской области (конец визейкого и серпуховский век) к ее краям, где она завершилась в передовых прогибах Предуральском и Кузнецком в раннетриасовую эпоху. Таким образом, эта стадия была не коллизионной, а напротив – стресс или вергенция складчатости происходил из области орогена и был направлен на кратоны.

Кислому гранитоидному магматизму в Западной Сибири, как и на Урале [Ферштатер, 2011] предшествовал существенно габбро-ультрабазитовый с единичными датировками от 497 млн. лет до 342 млн. лет по U-Pb методу. Площади их распространения практически совпали. После пенепленизации горной страны и короткой тектонической паузы геодинамика проявилась в форме катаплатформенного аркогенеза. Этот аркогенез, сопровождаемый рассеянным рифтогенезом (грабенами) и риолит-базальтовым магматизмом длился в течение 45 млн. лет, то есть с 245 по 200 млн. лет. При этом достоверно позднетриасовые риолиты установлены в Западной Сибири в четырех пунктах – на Барабинской, Светлогорской, Конитлорской (Сургутский район) и Чернышевской (Среднее Зауралье) площадях.

Геодинамика сводового воздымания фундамента и растрескивание свода доказывается наличием конгломератовых свит и краевых конгломератов в грабенах, выполненных туринской и челябинской сериями, которые имеют симметричнозональное расположение и строение относительно оси Сургут-Тюмень-Кушмурун. При этом краевыми грабенами оказались наиболее молодые.

Геодинамика ранне-среднеюрского времени отличалась глубоким новообразованием процессов: вся область от Тюмени и Омска на север представляла собой плоскую депрессию, в которой мощность отложений нарастала к северу до 350 м и более – в Уренгойском районе до 1700 м; в отличие от этого, южнее располагалась полоса – от Южного Урала и Тургайского прогиба до Алтая, где снова была вспышка аркогенеза с грабенами глубиной до 400–1500 м. Это Убаганская, Приишимская группы, Майкюбеньская впадина и другие. Но все впадины были амагматичны; аркогенез сместился к югу относительно триасового сводового поднятия, но функционировал без вулканизма.

В итоге Западно-Сибирский бассейн имеет трехъярусное строение: консолидированный фундамент, дискретный тафрогенный структурный ярус и ортоплатформенный чехол. Отложения чехла имеют плащеобразное распространение [Романовский, 1868].

Аналогичное строение имеют Приатлантическая равнина и западная часть Атлантического океана. В Аппалачах складчатость завершилась в конце пермского периода формированием передового прогиба, а в триасовое время произошел аркогенез с сопутствующими очень крупными грабенами, которые прослеживаются от Флориды на юге до Ньюфаундленда на севере, а отложения чехла в Приатлантической равнине стали накапливаться только в меловое или позднеюрское время.

В отличие от Аппалачей и Урало-Алтайского региона, в Западной Европе формирование герцинид не сопровождалось образованием передового прогиба, а закончилось в конце карбона межгорными впадинами и уже в раннепермскую эпоху здесь начал формироваться осадочный чехол. Таким образом, область западно-европейских герцинид имеет двухъярусное строение и пассивную геодинамику [Тектоника Евразии, 1966].

В противоположность этому Альпиды имеют ют четкую вергентность к северу и перемещение складчатости растянулось на последние 30–35 млн. лет с формированием передового прогиба [Бубнов, 1960; Тектоника Евразии, 1966]. Следствием такой геодинамики явилось обновление выступов фундамента, включая Гарц, Вогезы, Шварцвальд, Центральное Французское плато, на которых в четвертичное время сформировались плато-базальты и разнообразные грабены (Лимань, Верхнерейнский и другие).

Эволюция магматизма послепалеозойского времени. На примере Урало-Алтайской области и Аппалачей эволюция магматизма была четкой. Здесь произошла смена кислого типично орогенного вулканизма и гранитоидных интрузий пермьраннетриасового времени с четким европиевым минимумом по РЗЭ на платобазальтовый, периода 245–200 млн. лет.

При этом в Западной Сибири смена вулканизма зафиксирована во многих конкретных скважинах. Так в Ляпинской скважине 31, пробуренной на C3 региона, на коре выветривания обломочных риолитов с U-Pb возрастом по цирконам в 247.6+2.6 млн. лет (глубина 2121.2 м) непосредственно залегают кайнотипные базальты толщиной 400 м и с K-Ar возрастом в 214+25 млн. лет, перекрытые чехлом среднеюрско-палеогеновых отложений. Аналогичные типы разрезов имеются в Среднем Приобье (Малоатлымская опорная скважина) и в Тургайском прогибе (Кушмурунский грабен).

В той же скважине 31 Ляпинской пермотриасовые риолиты залегают на андезитах или прорывают их в виде эруптивной брекчии. Андезиты с глубины 2400–2410 м имеют интерсертальную структуру, плагиоклаз во вкрапленниках 1–3% и в основной массе 30–35%, микропризмочки кварца и полевых шпатов – 13–18%, стекловатый мезостадис и продукты его девитрификации – 33–38%, рудные минералы 3–5%. Этот состав с глубиной изменяется до оливиновых базальтов и абсолютный возраст цирконов U-Pb методом на SHRIMP-II с глубины 2694 м показал по конкордии 314+7 млн. лет [Бочкарев и др., 2010]. Еще глубже – 2804–2810 м, скважина вошла в пироксеновый андезит. В скважине 31 выявлены три толщи вулканитов – андезитовая с возрас-

ВУЛКАНИЗМ И ГЕОДИНАМИКА, Екатеринбург, ИГГ УрО РАН, 2011

#### БОЧКАРЕВ

Окислы, мас. %													
11/11	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	$Al_2O_3$	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	nnn	Сумма
	Химический состав базальтоидов туринской серии												
Ляпинская, 31													
1	49.15	1.96	15.33	13.53		0.18	5.61	8.51	3.07	1.09	0.97	1.62	100.99
2	47.57	1.91	14.87	13.00		0.18	6.55	8.78	3.05	1.05	0.95	1.03	98.94
3	52.54	1.87	16.22	9.05		0.24	3.88	8.44	3.63	1.27	0.86	2.42	100.40
сред.	49.75	1.91	15.47	11.86		0.20	5.34	8.57	3.25	1.14	0.93	1.69	100.16
	Восточно-Ярокская, 97												
1	45.40	1.86	14.01	14.18		0.22	5.98	8.88	3.08	0.45	0.59	5.84	100.70
2	46.45	1.92	14.50	14.16		0.22	5.41	9.10	3.03	0.55	0.61	4.92	101.01
сред.	45.92	1.89	14.25	14.17		0.22	5.69	8.99	3.05	0.50	0.60	5.38	100.4
Тагринская, 90													
n=51	47.922	0.853	16.53	4.394	5.599	0.181	8.09	8.221	2.926	0.917	0.364	3.761	99.825
	Химический состав базальтоидов красноселькупской серии												
					Ен	-Яхинс	кая СГ-	- 7					
1	51.05	0.90	14.29	3.56	7.43	0.171	4.19	8.64	2.23	0.10	0.16	6.30	99.92
2	49.84	1.37	14.88	2.75	9.02	0.15	4.56	6.87	2.24	2.04	0.20	5.95	99.90
3	50.25	1.19	14.71	3.29	8.02	0.16	4.58	7.70	2.26	1.07	0.19	6.36	99.92
		1 –	(n=11) н	изкокали	евые 2 -	-(n=12)	высокок	алиевые	e; 3 – cpe	еднее (n <sup>:</sup>	=25)		
					Т	юменск	ая СГ-	6					
1	43.79	1.91	16.25	7.64	7.5	0.266	6.68	4.81	2.36	0.08	0.41	8.07	99.77
2	45.37	2.35	16.54	7.55	6.79	0.164	3.85	5.1	0.7	2.01	0.45	8.28	99.16
			1-	- (n=12) н	изкокал	иевые; 2	2 - (n=10)	)) высок	окалиев	ые			
Уренгойская 414 (седэяхская свита)													
1	51.67	0.99	16.28	2.77	5.25	0.173	5.64	5.31	4.59	1.86	0.42	4.76	101.1
2	55.44	0.92	16.06	2.43	4.03	0.119	4.85	4.51	4.88	2.08	0.31	4.08	101
3	49.92	0.97	14.72	5.20	3.18	0.155	6.69	9.44	2.21	1.03	0.31	5.93	99.77
1 – (n=	=21) тр/ба	зальты,	субщело	чные баз	альты; 2	2 – (n=16	) тр/анд	езито-ба	азальты,	тр/анде	зиты; 3 -	- (n=3) 6	базальты

Таблица 1. Химический состав базальтоидов туринской и красноселькупской серий

том 314 млн. лет, далее риолитовая – 255–247.6 млн. лет и базальтовая с К-Аг возрастом 214+25 млн.лет, отображающие эволюцию вулканизма.

Эволюция вулканизма палеозойской эры к среднетриасовой эпохе в Западной Сибири характеризуется тенденцией к аляскитовой гранитизации с появлением риолитов, которые по РЗЭ отличаются: 1) крутым наклоном распределения справа налево от Lu и Yb к La; 2) наличием четкого европиевого минимума: Ласъеганская, Рогожниковская и другие площади.

В последующем, в эпоху 245–240 млн. лет распределение РЗЭ в базальтах – противоположное и европиевый минимум исчезает, но сохраняются максимумы Sm и Cs, которые отображены на диаграммах К.П.Иванова, К.С.Иванова и других [2010]. Кстати, траппы Сибирской платформы также отображают европиевый минимум на диаграммах РЗЭ, что и сближает их с синорогенным типом, в то время как базальты туринской серии являются эпиорогенными. Особенности химического состава траппов красноселькупской серии и базальтов туринской отображены в табл. 1. Особенности геодинамических обстановок в виде вергентности складчатости на кратоны и наличия хорошо развитого передового прогиба часто предопределяют место и время формирования траппов и плато-базальтов. Так, по периферии Урало-Алтайской области в виде амфитеатра размещаются траппы с абсолютным возрастом узкого диапазона 249–251 млн. лет и установленные на Тимано-Печорской плите, на Ямале, на северо-востоке Западной Сибири (Коротчаевская, Светлогорская, кряже, к западу от него (скважина Восток 4), в Минусинской котловине и в Кузнецком прогибе.

Аналогичное геодинамическое положение занимают и молодые плато-базальты в Западной Европе, позднемеловые траппы Декана – перед фронтом Гималаев и другие участки. Для них всех характерно очень короткое время вулканизма, совпадающее с главной фазой складчатости и очень интенсивной, как в Предуралье в середине девонского периода (траппы Тимана) промежуточной фазой.

Местами установлено, что вулканизм как бы метался от места к месту, но всегда был кратковременным, за исключением аркогенного в Западной

ВУЛКАНИЗМ И ГЕОДИНАМИКА, Екатеринбург, ИГГ УрО РАН, 2011

Сибири, длившегося 45 млн. лет. Этот вулканизм в историческом ряду является унаследованным.

В итоге можно сказать, что активной кратонизации фундамента сопутствует последующий аркогенный вулканизм и синхронное формирование плато-базальтов, а пассивная консолидация складчатого фундамента порождает раннее накопление отложений платформенного чехла без признаков регионального вулканизма.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Бочкарев В.С., Брехунцов А.М., Ларичев А.И., Мащак М.С., Оленникова Е.В. О западной границе распространения сибирских траппов и их геотектонической природе // Горные ведомости. 2010. № 11 (78). С. 6–26.
- 2. Бубнов С.Н. Основные проблемы геологии. М.: МГУ, 1960. 233 с.
- Добрецов Н.Л. Крупнейшие магматические провинции Азии (250 млн. лет): Сибирские и Эмейшаньские траппы (платобазальты) и ассоциирующие гранитоиды // Геология и геофизика. 2005. Т. 46, № 9. С. 870–890.
- 4. Иванов К.П., Иванов К.С., Коротеев В.А., Федоров Ю.Н. Геохимическая зональность триасового

вулканизма Западной Сибири // Фундамент, структуры обрамления Западно-Сибирского мезозойскокайнозойского осадочного бассейна, их геодинамическая эволюция и проблемы нефтегазоносности: мат-лы II науч. конф. Новосибирск: Гео, 2010. С. 200–202.

- Пучков В.Н. Соотношение уралид, казахстанид и алтаид в фундаменте Западно-Сибирской плиты // Фундамент, структуры обрамления Западно-Сибирского мезозойско-кайнозойского осадочного бассейна, их геодинамическая эволюция и проблемы нефтегазоносности: мат-лы Всерос. науч. конф. Новосибирск: Гео, 2008. С. 175–179.
- Романовский Г.Д. Признаки пермской почвы на восток от Уральских гор в казачьих дачах // Записки Минералогического общества. Ч. III. 1868. С. 287–288.
- 7. Тектоника Евразии. М.: Наука, 1966. 487 с.
- Тимонин Н.И. Печорская плита: история геологического развития в фанерозое. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 1998. 220 с.
- Ферштатер Г.Б. Эволюция магматизма и ассоциированного оруденения Уральского орогена в палеозое // Тектоника, рудные месторождения и глубинное строение земной коры: мат-лы Всерос. науч. конф., посвященной 100-летию С.Н. Иванова. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2011. С. 278–280.

#### **І. ОБЩИЕ ВОПРОСЫ**

# ПАЛЕОВУЛКАНОЛОГИЯ СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ БАЙКАЛЬСКОЙ ГОРНОЙ ОБЛАСТИ

#### © 2011 г. В. В. Булдыгеров

Иркутский государственный университет, Иркутск, buldygerov@irk.ru

Вулканические процессы в северной части Байкальской горной области в течение геологического времени проявлялись неоднократно, образуя как вулканическано-плутонические пояса, так вулканические поля и отдельные постройки.

Наиболее ранние реставрируемые вулканогенные образования слагают раннепротерозойский Северо-Байкальский вулкано-плутонический пояс, расположенный на западе региона, и его ответвления: Абчадское и Малоакитканское [Булдыгеров, Собаченко, 2005]. Они входят в систему вулканоплутонических поясов, возникших и развивавшихся в результате воздействия обширного пульсирующего плюма в завершающий период формирования фундамента Сибирской платформы. Магматическая деятельность реализовалась преимущественно вдоль субмеридиональной системы разломов. Выделяется три цикла формирования пояса.

В первый цикл вулканическая деятельность проявилась в условиях линейно вытянутого мелководного вулканотектонического прогиба. Началась она на юге пояса, где возникли многовыходные щитовые палеовулканы и небольшие конусы, сложенные преимущественно лавами базальтоидов с небольшим объёмом низкощелочных натриевых кислых разностей (иликтинский комплекс). Вначале извержения носили трещинный, а затем ареальный характер. В следующую стадию вулканические процессы сместились в центральную часть пояса, где она была более масштабной. Состав вулканитов изменялся в гомодромной последовательности от базальтов до риолитов с широким проявлением эксплозивных и осадочно-вулканогенных фаций (большеминский комплекс). Вначале преобладали щитовые палеовулканы, сложенные базальтоидами. Их сменили полигенные палеовулканы, осложнённые кальдерами проседания, с вулканитами среднего и кислого составов низкой щёлочности натриевого типа. Они вошли, как составная часть структур, в дальнейшем характер вулканотектонических горстов: Окунайского, Большеминского и Великандинского.

Вулканическая деятельность второго цикла протекала в условиях унаследованного от первого цикла континентального грабеноподобного вулканотектонического прогиба, по периферии которого и в низах разрезов всех стадий цикла в переменных объёмах преобладали терригенные отложения – продукты разрушения его бортов. В первую стадию в пределах всего пояса на фоне накопления терригенных, часто грубообломочных отложений (малокосинская свита) возникли моногенные и полигенные вулканические постройки центрального и линейного типов, сложенные базальтоидами. В следующую стадию в центральной части пояса возникли своеобразные вулканические постройки куленянского вулканического комплекса, названные нами [Булдыгеров, Собаченко, 2005] лавовыми бассейнами. Сложены они мощными (иногда более 1 км), занимающими огромные (первые тысячи км<sup>2</sup>) площади толщами экструзивно-лавовых образований однообразного трахиандезитового состава, выполнявшими вулканотектонические депрессии и остывавшими как единое тело. Они сопровождались близкими по масштабам субвулканическими телами. По периферии расположены многовыходные туфолавовые щитовые палеовулканы. Состав слагающих их вулканитов изменяется от трахидацитового до трахибазальтового с резким преобладанием трахиандезитов. Вулканиты перекрыты аркозовыми песчаниками, которые образуют в верхах лавовых бассейнов своеобразные, сложно ветвящиеся нептунические дайки, возникшие, вероятно, вследствие засыпания контракционных трещин. При метаморфизме они приобрели облик аплитов, но псаммитовые структуры хорошо видны под микроскопом. С вулканитами этой стадии комагматичны гипабиссальные интрузии дельбичиндинского комплекса. В третью стадию вулканическая деятельность сместилась на север пояса, где также в условиях вулканотектонических депрессий формировались лавовые бассейны домугдинского вулканического комплекса, но состав вулканитов был исключительно трахидацитовым. В основании их разреза наблюдаются своеобразные "запесоченные" эффузивы, возникшие в результате захвата песчинок при движении магмы по нелитифицированному песку. В заключительную стадию вулканическая деятельность проявилась преимущественно на юге пояса. Здесь в пределах вулканотектонических депрессий были расположены сложные экструзивно-лавовые постройки риолитов хибеленского вулканического комплекса с небольшим объёмом туфов, осложнённые кальдерами проседания. В центральной части пояса он представлен линейно-вытянутыми по ограничивающим вулканотектонические горсты разломам экструзивами. На глубину они переходят в субвулканические тела, а вверху сопровождаются лавами и туфами. Состав вулканитов соответствует риолитам и трахириолитам. Вулканитам хибеленского комплекса комагматичны гипабиссальные интрузии яральского комплекса субщелочногранитоидного состава.

Образования первого и второго циклов подверглись зональному метаморфизму с возрастанием его степени от зелёносланцевой фации на западе до амфиболитовой на востоке. Метаморфизм сопровождался метасоматическими изменениями с приближением петрохимического состава различных пород до гранитной эвтектики. В условиях амфиболитовой фации развивались процессы палингенеза (даванский гранит-лейкогранитовый комплекс).

В третий, завершающий цикл формирования пояса вулканическая деятельность была сосредоточена на его западе. Первая стадия представлена ламборским вулканическим комплексом. Состав вулканитов соответствует преимущественно кварцевым латитам с вариациями от шошонитового до трахириолитового. Они слагают в пределах вулканотектонических депрессий вулканические хребты, состоящие из сближенных полигенных вулканов, осложнённых кальдерами проседания. Вдоль бортов депрессий накапливались грубообломочные отложения - преимущественно продукты разрушения гранитоидов. Переходы между терригенными и вулканогенными отложениями происходили иногда на расстоянии первых метров. Благодаря быстрому захоронению и современному глубокому эрозионному врезу, можно наблюдать разрезы вулканических построек от корневых систем, представленных субвулканическими массивами, до их верхов, где иногда сохранились фации кратерных озёр. На востоке пояса породы ламборского комплекса слагают разрозненные вулкано-купольные структуры и дайки, кое-где переходящие в лавобрекчии. Во вторую стадию в северной части пояса на фоне накопления грубообломочных отложений чайской свиты возникли кулисообразно расположенные линейно вытянутые экструзивные постройки трахириолитов чайского вулканического комплекса, сопровождаемые короткими лавовыми потоками и ореолами околокупольных брекчий. Ближе к центру пояса породы комплекса слагают полигенные вулканы, осложнённые кальдерами проседания. В центральной части Гольцовской кальдеры расположен купол набухания, сложенный риолитами, вверху которого массивные разности переходят в своеобразные шаровые лавы. Они, в свою очередь, сменяются туфами, а затем лахаровыми конгломератами, обломочная часть которых представлена этими шарами.

В позднем протерозое под воздействием плюма центрального типа в краевой части фундамента платформы возник обширный Байкало-Витимский островной бассейн с дугообразным ограничением [Булдыгеров, 2006]. В результате последующих тектонических движений этот бассейн распался на отдельные фрагменты, выделяемые в качестве самостоятельных Олокитского, Мамского, Бодайбинского, Делюн-Уранского, возможно, Парамского и Котерского прогибов. Его существование сопровождалось вулканической деятельностью.

На севере прогиба, на склонах Чуйского и Тонодского выступов фундамента платформы в раннем рифее происходили извержения вулканитов основного и среднего составов, входящих в состав медвежевской свиты. Судя по [Докембрий..., 1995], они слагали относительно небольшие разрозненные положительные постройки линейного и центрального типов.

Более интенсивные вулканические процессы приурочены к Олокитскому прогибу. Здесь выделяется три уровня образования вулканитов, связанные с этапами его формирования, разделёнными периодами поднятий [Булдыгеров и др., 1988]. Все три этапа проявления вулканизма представлены контрастными риолит-базальтовыми сериями с резким преобладанием базальтоидов, которые имеют преимущественно толеитовый состав. Кислые вулканиты характеризуются повышенной щёлочностью и преобладанием калия над натрием. Ранний тыйский вулканический комплекс выходит в виде трёх полос, трассирующих магмоподводящие разломы. Из-за интенсивных изменений, реставрация вулканических построек затруднена. Можно лишь утверждать, что извержения носили трещинный полигенный характер. Вулканиты среднего итыкитского комплекса выполняют на севере прогиба Верхнечайскую кальдеру и ряд мелких полифациальных построек. Они формировались на фоне накопления органогенных известняков и кварцитов. В результате по периферии построек наблюдается переслаивание вулканитов и карбонатных образований с постепенными переходами от грубообломочных туфов к пепловым с карбонатным цементом, а затем к "чистым" карбонатам. В жерловинах кое-где наблюдаются блоки карбонатных пород до 100 и более кубометров. Кислые породы слагают лишь дайки и линзы лав и туфов среди базальтоидов. Но в перекрывающих итыкитский комплекс конгломератах преобладают обломки кислых вулканитов. По-видимому, в заключительный этап его формирования преобладали кислые разности, в последующем размытые. К югу вулканиты итыкитского комплекса образуют вдоль разломов относительно узкую полосу, сложенную в основном лавами базальтоидов. В поздний этап вулканической деятельности сформировался иняптукский комплекс с резким преобладанием базальтоидов. В центре прогиба они выполняют Иняптукскую вулканотектоническую депрессию. Преобладают шаровые лавы, состоящие из обособлений разной формы и сцементированные гиалокластовым, с прослоями туфов. По периферии депрессии вулканиты слагают отдельные уровни среди осадочных отложений, в пределах которых базальтоиды перемежаются с кислыми разностями. Широко распространены системы сближенных даек, трассирующих магмаподводящие каналы. Они сосредоточены в центре депрессии и по её периферии. По мере удаления от депрессии количество даек резко сокращается. Среди туфов отмечаются амёбовидные безкорневые интрузивные тела, образовавшиеся в результате внедрения в рыхлую, насыщенную водой туфогенную субстанцию.

Наиболее интенсивно позднепротерозойский вулканизм проявился в центральной части области, где сформировался дугообразный рифтогенный Байкало-Муйский вулкано-плутонический пояс. Его формирование началось с извержения вулканитов контрастной базальт-риолитовой серии в пределах мелководного бассейна, где накапливались терригенно-карбонатные отложения (парамская серия). На современном эрозионном срезе они наблюдаются в наложенных грабенах в пределах Северо-Муйской глыбы и по её периферии. В следующую стадию происходили массированные лавовые, реже туфовые извержения базальтоидов, сопровождаемые субвулканическими телами габброидов (келянский вулканический комплекс). Среди базальтоидов в небольших объёмах отмечаются вулканиты и дайки плагиориолитового состава. Изредка с ними ассоциируют туффиты. Судя по линейному расположению вулканитов, вулканические постройки имели трещинный характер, а базальтоиды образовывали мощные покровы типа платобазальтов. Вероятно, после перерыва происходило накопление вулканитов полнодифференцированной серии с подчинённым объёмом андезитоидов и широким распространением эксплозивных разностей (устькелянский вулканический комплекс). Лишь в бассейне руч. Усмуна отмечается преобладание андезитов (усмунский вулканический комплекс). Вулканиты сопровождаютсясубвулканическими дайками и массивами и ассоциируют с туфогенно-терригенными, терригенными и глинистыми отложениями. Образования пояса прорваны двухфазным габбро-плагиогранитовым комплексом, подверглись интенсивным метаморфическим изменениям и кремнисто-калиевому метасоматозу. В результате образовался широкий петрогеохимический спектр пород от основного состава до ультракислого и от низкощелочного сугубо натриевого до щелочного с резким преобладанием калия.

Наиболее поздние вулканические процессы проявились после кембрийской субплатформенной стадии и приходятся, предположительно, на ранний ордовик. В это время в центральной части Байкало-Патомской дуги возникла система приразломных прогибов, где накапливались глинистотерригенные, часто грубообломочные (олистостромовые) отложения и проявлялся вулканизм контрастной базальт-лейкориолитовый наземный вулканизм. Наиболее интенсивным он был в пределах Падринского вулканотектонического прогиба, состоящего из Ханкайской и Таллаинской вулканотектонической депрессий [Булдыгеров и др., 1995]. В их пределах расположены часто соединяющиеся друг с другом выходы полигенных вулканов центрального типа, где наблюдается перемежаемость вулканитов основного (толеитовые базальты) и ультракислого (с натро-калиевой шёлочностью) составов и их смешанные туфогенные разности (падринский вулканический комплекс). Они в большинстве своём не подверглись каким-либо наложенным процессам. Отмечаются признаки смесимости магм разного состава в промежуточных магматических очагах. На периферии Ханкайской депрессии обнажены корневые системы вулканов, где дайки контрастного состава, прорывающие друг друга, составляют часто более 50% площади. В других приразломных прогибах наблюдаются лишь разрозненные жерловины, редкие прослои туфов и лав и почти постоянная примесь туфового материала в осадочных отложениях, выделенных в каалинскую свиту [Булдыгеров, 2004].

Ранее считалось, что в бассейне р. Бол. Якорь расположен петротип наиболее ранних проявлений вулканизма в Байкало-Муйском поясе, представленный преимущественно хорошо сохранившимися шаровыми лавами (большеякорный комплекс в рабочей легенде к муйской серии листов масштаба 1:200 000). В.А. Шеметовым установлены здесь два уровня проявления базальтового вулканизма. Нижний уровень сложен интенсивно изменёнными базальтоидами, которые, по-видимому, сопоставимы с вышеописанным келянским комплексом. Верхний уровень представлен вулканическими постройками практически неметаморфизованных базальтоидов, возраст которых В.А. Шеметов предположительно считает вендским. Однако по палеомагнитным данным они хорошо сопоставляются с каалинской свитой условно ордовикского возраста. Эти вулканы сложены потоками шаровых и массивных лав, разделённых маломощными прослоями туфов, редко кремнисто-глинистых отложений. Часто наблюдаются дайки и штоки – подводящие каналы, переходящие в покровы. Редко имеют место дайки и туфы плагиориолитов.

Аналоги падринского комплекса получили распространение вдоль разломов по юго-западной периферии Муйско-Куандинской впадины. Они слагают полигенный вулкан Кривой, сложенный лейкориолитами, и ряд субвулканических тел лейкогранит-порфиров с натро-калиевой щёлочностью. Находясь в зонах разломов, они, как и вулканиты падринского комплекса, почти не затронуты наложенными процессами.

Таким образом, вулканические процессы в пределах региона проявились на трёх возрастных уров-

нях, обусловленных реализацией плюмов. В раннепротерозойское время проявился обширный пульсирующий плюм, завершивший формирование фундамента Сибирской платформы, воздействовавший на запад рассматриваемой территории. Вулканизм проявился в пределах приразломных прогибов на фоне общего высокого стояния фундамента. Изменение состава вулканитов было обусловлено постепенным перемещением потока вещества плюма в течение стадий вверх со сменой его натриевой специфики на калиевую. В позднем протерозое под воздействием пульсирующего плюма центрального типа вулканическая деятельность, постепенно усиливаясь, смещалась к центру Байкало-Патомской дуги. Вновь активизированный в раннем палеозое плюм был относительно маломощным и воздействовал на стабилизированную литосферу. Для этого этапа характерны одновременно действующие разноглубинные магматические очаги. Благодаря быстрому захоронению вулканических сооружений и глубокому современному эрозионному врезу, можно наблюдать строение палеовулканов от корневых систем до верхних частей. Здесь устанавливаются специфические вулканические постройки и фации, отсутствующие в описаниях районов современного вулканизма. Это позволяет региону служить полигоном для изучения древних вулканических процессов.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- 1. Булдыгеров В.В. Проблема посткембрийских стратифицированных образований центральной части Байкало-Витимской области // Геология и геофизика. 2004. Т. 45, № 12. С. 1450–1457.
- Булдыгеров В.В. Образование и эволюция Байкало-Патомской дуги // Известия вузов Сибири. Серия наук о Земле. Вып. 9-10. Иркутск: ИрГТУ, 2006. С. 28–32.
- 3. Булдыгеров В. В., Дольник Т. А., Кравчинский А. Я., Житков А. Н., Герасимов Н. С. Вулканогенные образования Олокитского прогиба (Северное Прибайкалье) // Геология и геофизика, 1988, № 3. С. 8–17.
- Булдыгеров В.В., Собаченко В.Н. Проблемы геологии Северо-Байкальского вулкано-плутонического пояса. Иркутск: Иркутский ГУ, 2005. 184 с.
- 5. Булдыгеров В.В., Срывцев Н.А., Исаков Ю.А. О раннепалеозойском вулканизме центральной части Байкальской горной области // Геология и геофизика. Т. 36, № 1. 1995. С. 31–38.
- Докембрий Патомского нагорья / А.И. Иванов, В.И. Лившиц, О.В. Перевалов и др.). М.: Недра, 1995. 332 с.

\_\_\_\_

#### І. ОБЩИЕ ВОПРОСЫ

# ХАРАКТЕР ВЗАИМООТНОШЕНИЙ ВУЛКАНОГЕННЫХ И ОСАДОЧНЫХ ОБРАЗОВАНИЙ В СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ БАЙКАЛО-ВИТИМСКОЙ ОБЛАСТИ

#### © 2011 г. В. В. Булдыгеров

Иркутский государственный университет, г. Иркутск, buldygerov@irk.ru

Северная часть Байкало-Витимской области – арена проявления разновозрастного интенсивного вулканизма на фоне осадконакопления. Здесь имеют место вулканические процессы раннепротерозойского (Северо-Байкальский вулканоплутонический пояс), рифейского (Байкало-Муйский вулканоплутонический пояс и Олокитский прогиб) и ордовикского (Падринский вулканотектонический прогиб и разрозненные вулканические постройки) времени. Изучение взаимоотношений вулканических и осадочных образований помогает восстановить тектоническую и палеогеографическую обстановку вулканических извержений. Северная часть Байкало-Витимская область является благоприятным объектом для этого, благодаря быстрому захоронению вулканогенных образований и в большинстве случаев слабому проявлению наложенных изменений. В кайнозойское время возник горный рельеф. В результате стало возможным изучение строения вулканических построек от корневых систем до верхних частей и их взаимоотношений с осадочными отложениями.

Раннепротерозойский Северо-Байкальский вулканоплутонический пояс [Булдыгеров, Собаченко, 2005] вытянут в субмеридиональном направлении на западе северной части Байкало-Витимской области. Формировался он в три этапа. В первый этап формирования возникли вулканы центрального типа с гомодромной последовательностью изменения состава вулканитов. В начале формировались щитовые вулканы, сложенные базальтоидами. В центральной части преобладали лавы, которые к периферии сменялись туфами с уменьшением размера обломков. По периферии они переслаиваются с туфосланцами, алевролитами и первично осадочными сланцами. Затем формировались полигенные конусы с вулканитами среднего и кислого составов. В их строении преобладали туфобрекчии и туфы. По периферии туфы перемежаются с грубообломочными отложениями, где обломки как вулканомиктовые, так и кварцево-полевошпатовые. Отсюда следует, что в первый этап пояс формировался вначале в пределах мелководного прогиба с пологими бортами и подводными вулканами щитового типа. Затем он превратился в грабеноподобный прогиб с наземными вулканами и крутыми бортами, сложенными гранитоидными породами.

Во второй этап формировались огромные (площадь до первых тысяч квадратных километров и мощность до первых километров) постройки с магмой среднего и кислого составов, названные нами лавовыми бассейнами [Булдыгеров, Собаченко, 2005]. В основании их разреза расположен горизонт кварцево-полевошпатовых песчаников, коегде перекрытый конглобрекчии с глыбами до первых метров в поперечнике и небольшой примесь туфового материала. На них залегают лавовые образования. В основании расположены лавы с турбулентной флюидальностью. Они содержат на мощность до 1.5 м многочисленные песчинки кварца и полевого шпата. Это свидетельствует об излиянии магмы на нелитифицированные песчаные отложения. Вверху разреза массивные образования сменяются глыбовыми лавами с примесью песчаного кварц-полевошпатового материала. Отмечаются нептунические дайки, выполненные кварцполевошпатовыми песчаниками. В краевых частях относительно небольших вулканических построек выделяются отдельные покровы, разделенные маломощными горизонтами песчано-сланцевых отложений с небольшой примесью туфового материала. Песчаники имеют кварц-полевошпатовый состав. Таким образом, извержениям второго этапа предшествовало образование континентального грабена с обрывистыми бортами. В последующем проседание его днища компенсировалось поступлением магмы на поверхность и закончилось захоронением вулканитов терригенными отложениями - продуктами разрушения пород гранитоидного состава.

Третий этап начался с накопления маломощной пачки кварц-полевошпатовых песчаников. Затем последовали извержения магмы трахириолитового и латитового составов с образованием вулканов разного строения. Преобладали вулканические хребты, состоящие из сближенных вулканов центрального типа. Вулканиты представлены широким фациальным спектром с преобладанием туфовых фаций. По периферии грубообломочные туфы контактируют с грубообломочными отложениями – продуктами разрушения гранитоидов. Переход между ними происходит на расстоянии 1–2 м. Очень редко среди вулканитов наблюдались изолированные отложения кратерных озёр. Низы их разреза сложены туфами с уменьшением вверх размера облом-

ков. Они сменяются вулканомиктовыми гравелитами и песчаниками, которые, в свою очередь, постепенно сменяются глинистыми осадками. Реже имеют место экструзивные купола кальдерах, окружённые туфами и терригенными аркозовыми отложениями. Верхние части куполов сложены шаровыми лавами. Они постепенно переходят в лахаровые отложения. На склонах купола эти отложения состоят исключительно из лавовых шаров почти без примеси мелкообломочного материала. Затем появляется мелкозём, представленный как продуктами разрушения купола, так и кварц-полевошпатового материалом. К периферии кальдеры количество его возрастает. В завершающую стадию накапливались преимущественно грубообломочные отложения продукты разрушения гранитов и сиенитов с плохоокатанными обломками. Среди них расположены дайкоподобные тела длиной до 10 и более километров при ширине первые километры, переходящие в наземные образования экструзивно-туфолавового состава. По периферии наземные вулканиты резко сменяются грубообломочными отложениями кварц-полевошпатового состава. Такие взаимоотношения вулканогенных и грубообломочных отложений свидетельствуют о формировании вулканических построек в пределах грабеноподобном прогибе с их быстрым захоронением.

Таким образом, пояс формировался в континентальном грабеноподобном прогибе, который формировался на фоне поднятия. Лишь в первый этап в его пределах существовал мелководный бассейн. Заложение прогиба предшествовало вулканическим извержениям. Вулканические постройки располагались в центральной части прогиба. Проседание днища прогиба не успевало компенсироваться вулканическими извержениями, в результате чего происходило быстрое захоронение вулканических построек. По текстурно-структурным признакам терригенный материал поступал преимущественно в основном с запада. На востоке пояса осадочные отложения маломощные и представлены песчаниками и сланцами. Отсюда следует, что прогиб был асимметричным. Борта прогиба были сложены в основном изверженными породами гранитного, реже сиенитового составов.

Рифейский Байкало-Муйский вулканоплутонический пояс расположен ближе к центральной части Байкало-Витимской области и имеет дугообразную форму. Слагающие его породы претерпели неравномерно проявленные интенсивные метаморфические и метасоматические изменения. Поэтому выделение отдельных вулканических построек затруднено. В общем виде устанавливается, что состав вулканитов изменялся в гомодромной последовательности от базальтов до плагиориолитов. Базальтоиды в основном превращены в зелёные сланцы. По сохранившимся реликтам предполагается преобладание лавовых фаций, слагающих щитовые вулканы. Среди более сохранившихся вулканитов средне-кислого состава преобладают туфы. С вулканитами ассоциируют песчаники и первично глинистые сланцы, иногда углеродсодержащие. Отмечаются линзы мергелей и известняков. По периферии пояса наблюдается смена осадочно-вулканогенных образований через переслаивание осадочными. По характеру осадочных отложений и их взаимоотношениям с вулканитами устанавливается рифтогенная природа пояса. Возник он в пределах мелководного бассейна. Вначале извержения имели мелководный характер, а затем наземный. Вулканический пепел завершающей стадии формирования пояса установлен в осадочных отложениях, удалённых от него на сотни километров. Проседание днища прогиба в основном компенсировалось накоплением осадочновулканогенных отложений.

Олокитский прогиб рифейского времени располагается на западе Байкало-Витимской области, имеет линзовидную форму, вытянутую в северовосточном направлении. В его разрезе наблюдается три возрастных уровня проявления вулканизма. Приурочены они к трём этапам формирования прогиба, которые разделены перерывами в осадконакоплении. Состав вулканитов каждого уровня контрастный риолит-базальтовый. Вулканогенные образования первого этапа в значительной степени метаморфизованы, определение типа вулканических построек затруднено. В низах разрезов на западе прогиба вулканогенные образования ассоциируют с грубообломочными отложениями. Обломки представлены выходящими к западу от прогиба гранитами и гранитогнейсами. Вверх по разрезу отмечается постепенная смена грубообломочных отложений тонкообломочными, а затем карбонатноглинистыми. Постепенно исчезают и вулканиты.

В средний этап вулканиты выполняли вулканотектоническую депрессию. По её периферии они переслаиваются с битуминозными карбонатами, углеродисто-глинистыми сланцами и песчаниками. На одном участке наблюдалась постепенная смена туфов известняками. Внизу залегают грубообломочные туфы. Вверх по разрезу в них уменьшается размер обломков вплоть до пепловых разностей. Наряду с этим в цементе появляется и постепенно возрастает карбонатная примесь. Затем они сменяются известняками с примесью пеплового материала, количество которого постепенно уменьшается до полного исчезновения. Смена туфов известняками происходит на интервале первых метров. Выше на известняках с резким контактом залегают туфы и разрез повторяется. С песчаниками и сланцами вулканиты переслаиваются с резкими границами между ними.

На третьем уровне низ разреза сложен валунными конгломератами с примесь туфового материала в цементе. Выше среди осадочных отложе-

ний, представленных переслаивающимися глинистыми, иногда углеродистыми сланцами, песчаниками, мергелями и карбонатами. Среди них расположен горизонт вулканитов контрастного риолитбазальтового состава. Центральную часть прогиба занимает вулкано-тектоническая депрессия, выполненная базальтоидами преимущественно в туфовых фациях. Среди них преобладают туфы, состоящие из шаров диаметром до 1 м, сцементированных мелкообломочным туфовым материалом. По периферии депрессии вулканиты переслаиваются с глинистыми, иногда углеродистыми сланцами. Это свидетельствует о подводном характере извержений. В центральной части осадочные отложения отсутствуют, лишь наблюдаются блоки туфоконгломератов основания разреза, вынесенные из глубины при извержении.

Таким образом, вулканогенные извержения происходили в грабеноподобном прогибе, где существовал периодически деградирующий мелководный бассейн. Извержения носили субаквальный характер. Первый и третий этапы формирования прогиба начинались с резких опусканий его днища, сопровождаемых вулканическими извержениями. Затем проседания днища в основном компенсировалось накоплением вулканогенно-осадочных отложений. Обломочный материал поступал с бортов прогиба, что свидетельствует о его формировании на фоне поднятия.

В ордовике в северной части Байкало-Витимской области возникла система грабеноподобных прогибов, в пределах которых вновь активизировалась вулканическая деятельность. В основании разрезов прогибов залегают преимущественно конгломераты и конглобрекчии олистостромового характера. Выше присутствуют в разрезе олистоплаки [Булдыгеров, 2004]. Вулканогенные образования этого времени относятся к контрастной базальтриолитовой серии с преобладанием туфовых фаций. Наиболее интенсивно вулканизм проявился в Падринском прогибе, где формировались многочисленные вулканические постройки центрального типа. По их периферии вулканиты переслаиваются с осадочными, часто грубообломочными отложениями с почти постоянной примесью туфового материала. В них обломочный материал представлен как продуктами разрушения вулканических построек, так и породами, слагающими борта прогиба. В других прогибах вулканиты слагают разрозненные постройки центрального типа. В синхронных осадочных отложениях почти постоянно присутствует примесь туфового материала. Отмечались конгломераты с лавовым и песчаники с туфовым цементом. За пределами прогибов существовали вулканические постройки, осложнённые кальдерами, без присутствия осадочного материала. В ордовикских отложениях в прилегающей к Байкало-Витимской области части Сибирской платформы отмечается примесь вулканического пепла [Геологическое строение..., 1984]. Он поступал туда при извержениях в пределах этой области. Другие источники вулканического пепла вблизи отсутствуют.

Из вышеизложенного следует, что в ордовике в пределах рассматриваемого региона функционировали вулканические постройки преимущественно в пределах грабеноподобных прогибах, существовавших на фоне общего поднятия региона. Отдельные вулканические постройки были и между ними. Вначале заложились грабеноподобные прогибы, а затем следовали вулканические извержения с образованием полигенных вулканов.

Таким образом, в Байкало-Витимской области, развивавшейся в результате периодической тектоно-магматической активизации фундамента Сибирской платформы [Булдыгеров, 2001], выделяется три возрастных уровня проявления активного вулканизма: раннепротерозойский, рифейский и ордовикский. Все они проявлялись в близких условиях. Вначале на фоне общего поднятия региона закладывались грабеноподобные прогибы, ограниченные разломами. Синхронно с заложением этих прогибов или несколько позднее начинались вулканические извержения. В большинстве случаев вулканические постройки были приурочены к центральным частям прогибов. Проседание днища прогибов обычно не компенсировалось накоплением осадочно-вулканогенных отложений, что способствовало быстрому захоронению вулканических построек и их сохранности. Состав вулканитов был либо полнодифференцированным, либо контрастным. В зависимости от интенсивности проседания днища прогибов возникали либо мелководные, либо континентальные условия.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Булдыгеров В.В. Байкало-Витимская складчатая область – окраина Сибирского суперконтинента, преобразованная плюмтектоническими процессами // Суперконтиненты в геологическом развитии докембрия: мат-лы совещ. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2001. С. 40–43.
- 2. Булдыгеров В.В. Проблема посткембрийских стратифицированных образований центральной части Байкало-Витимской области // Геология и геофизика. 2004. Т. 45, № 12. С. 1450–1457.
- Булдыгеров В.В., Собаченко В.Н. Проблемы геологии Северо-Байкальского вулкано-плутонического пояса. Иркутск: Иркутский ГУ, 2005, 184 с.
- Геологическое строение территории СССР и закономерности размещения полезных ископаемых. Т. 4. Сибирская платформа. Л.: Недра, 1984. 448 с.

#### **І. ОБЩИЕ ВОПРОСЫ**

# ДЕГИДРАТАЦИЯ ОКЕАНИЧЕСКОЙ ПЛИТЫ ПРИ СКОРОСТЯХ СУБДУКЦИИ 1.0–5.0 СМ/ГОД (ТЕРМОДИНАМИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ)

© 2011 г. В. И. Васильев, Н. С. Жатнуев, Е. В. Васильева, Г. Д. Санжиев

Геологический институт СО РАН, Улан-Удэ, Россия, vasil@gin.bscnet.ru

Распределение температурных полей в поперечном разрезе зон субдукции зависит от скорости погружения океанической плиты, когда последняя буквально "затягивает" на глубину внешнее холодное вещество. Следовательно, и содержание свободного флюида, и равновесные минеральные ассоциации в каждой точке разреза также зависят от скорости субдукции (литостатическое давление в точках при различных скоростях считаем неизменным). Если данный процесс достаточно длителен, то расположение изотерм разреза можно считать стационарным [Васильев и др., 2009; Winter, 2001].

Для расчета температурных полей разреза авторами был разработан новый вариант программного продукта Vladi DiStat (версия 3.0) для 2D-моделирования стационарного распределения температурных полей. Алгоритм расчета основан на уравнении температуропроводности Фурье; стационарное распределение рассчитывается с помощью оригинальной модификации метода Гаусса-Зейделя с фиксированными точками.

Рассчитывались три варианта распределения температурных полей разреза зоны субдукции для трех скоростей погружения океанической плиты: 5.0 см/год (первый вариант), 3.0 см/год (второй вариант) и 1.0 см/год (третий вариант). Расчетные значения температуры были линейно аппроксимированы для девяти точек вдоль разреза погружающейся океанической плиты в интервале глубин 20– 100 км (рис. 1).

Литостатическое давление в каждой точке разреза интегрировалось в зависимости от плотностей вышележащих пород от поверхности до данной точки. Расчетные давления приведены в табл. 1.

Таблица 1. Глубины и давления модельных то	эчек
--	------

Точка	Глубина, км	Давление, бар
1	20	4000
2	30	7295
3	40	10590
4	50	13885
5	60	17180
6	70	20475
7	80	23770
8	90	27065
9	100	30360

Для физико-химического моделирования равновесного минерального состава с фазой раствора и газовой фазой в каждой точке применялся известный программный комплекс "Селектор" [Чудненко, 2010]. Набор независимых компонентов определялся системой Si-Al-Fe-Mg-Ca-Na-K-H-O-S-C-Cl-F. Их исходные содержания определялись по справочным данным [Богатиков и др., 1987]. Потенциально возможные зависимые компоненты системы были отобраны из баз данных ПК "Селектор": 100 компонентов фазы водного раствора, 19 компонентов газовой фазы и 124 компонента твердых фаз.

Расчет модели позволил определить глубины начала дегидратации: для первого варианта (5.0 см/год) ~70 км, для второго варианта (3.0 см/год) ~60 км и для третьего варианта (1.0 см/год) ~40 км. Первый и второй варианты ха-



**Рис. 1.** Линейно аппроксимированные вдоль разреза погружающейся плиты расчетные температуры для трех скоростей субдукции: T1 – 5.0 см/год, T2 – 3.0 см/год и T3 – 1.0 см/год.



**Рис. 2.** Расчетные содержания свободного флюида при дегидратации погружающейся плиты для (слева) и рН фазы раствора свободного флюида для трех вариантов скорости субдукции (справа).



Рис. 3. Расчетные содержания суммарного кремнезема и везувиана для трех скоростей субдукции.

ВУЛКАНИЗМ И ГЕОДИНАМИКА, Екатеринбург, ИГГ УрО РАН, 2011

рактеризуются практически идентичным распределением свободного флюида с содержаниями до 1.2–1.5 мас. % на глубинах ~700–100 км. Третий вариант отличается максимумом содержания свободного флюида (до 5.4 мас. %) на глубине ~90 км и дальнейшим уменьшением его до 2.6 мас. % (рис. 2). Расчетные значения pH фазы раствора флюида также приведены на рис. 2.

В процессе моделирования были определены минеральные парагенезисы в субдуцирующей плите на указанных глубинах. Расчет показал возможность равновесного существования 28 минеральных фаз, для каждой из которых были построены диаграммы в координатах "глубина"/"содержание". На рис. 3 в качестве примеров приведены диаграммы распределения минералов кремнезема (α-кварц + коэсит + кристобалит) и везувиана. Работа выполнена при финансовой поддержке Президиумов СО и ДВО РАН, проект № 117 (09-II-СО-08–006).

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- 1. Богатиков О.А., Косарева Л.В., Шарков Е.В. Средние химические составы магматических горных пород: справочник. М.: Недра, 1987. 152 с.
- 2. Васильев В.И., Чудненко К.В., Жатнуев Н.С., Васильева Е.В. Комплексное компьютерное моделирование геологических объектов на примере разреза зоны субдукции // Геоинформатика. № 3. 2009. С. 15–30.
- Чудненко К.В. Термодинамическое моделирование в геохимии: теория, алгоритмы, программное обеспечение, приложение. Новосибирск: Гео, 2010. 287 с.
- Winter J.D. An Introduction to Igneous and Metamorphic Petrology: Upper Saddle River. New Jersey: Prentice-Hall, 2001. 697 p.

\_\_\_\_

І. ОБЩИЕ ВОПРОСЫ

# ДРЕВНИЙ И СОВРЕМЕННЫЙ ВУЛКАНИЗМ ЗАПАДНОЙ ПАЦИФИКИ (НА ПРИМЕРЕ ВУЛКАНИТОВ ПЛИТ ИЗАНАГИ И ЗАПАДНО-ТИХООКЕАНСКОЙ).

#### © 2011 г. И. П. Войнова

Институт тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН, г. Хабаровск, voinova@itig.as.khb.ru

Современный вулканизм Западной Пацифики представлен вулканизмом Западно-Тихоокеанской плиты, находящейся в современное время в конвергентных отношениях с Евразиатской континентальной плитой. Кроме современных, на Западно-Тихоокеанской плите представлны вулканиты более раннего возраста вплоть до поздней юры. Они доступны для изучения непосредственно на океанических островах, а также в результате драгирования и глубоководного бурения. Этот вулканизм с появлением новых возможностей исследования активно изучается, результаты исследований освещены во многих публикациях. Данные по химическому составу вулканитов, сформированных в различных геодинамических обстановках, служат эталоном для палеовулканических геодинамических реконструкций. Но история вулканизма Западной Пацифики начинается с более раннего времени, чем это представлено в литосфере Западно-Тихоокеанской плиты, т.е. с истории вулканизма плит, предшествовавших Западно-Тихоокеанской, конвергивовавших с восточной окраиной Азии в мезозое и полностью субдуцированных.

Ее можно реконструировать, изучая вулканиты аккреционных комплексов, представляющих собой аккретированные фрагменты палеоокеанической литосферы. Наличие в аккреционных комплексах образований широкого возрастного диапазона предоставляет возможность производить ретроспекции об эволюции вулканизма древних этапов жизни палеоокеанов.

Фрагменты литосферы западной Палеопацифики слагают аккреционные системы на востоке Азии. Считается, что в мезозое в конвергентных соотношениях с Палеоазиатским континентом находилась плита Палеопацифики Изанаги. История ее геологической эволюции от зарождения в зоне спрединга и до захоронения в зонах субдукции запечатлена в виде аккретированных фрагментов в юрско-раннемеловых аккреционных призмах Сихотэ-Алинской аккреционной системы.

Вулканические образования аккреционных призм, являющиеся неотъемлемой составляющей образований, слагающих субдуцировавшую палеоокеаническую плиту, отражают процессы вулканизма исчезнувшей палеоплиты, служат вещественным свидетельством геодинамических режимов и, в какой-то мере, могут отражать ее историю. Повидимому, в аккреционных призмах сохранилась лишь несубдуцированная часть вулканитов, сформированных в океане, и наши рассуждения, соответственно, ограничены данными об этих вулканитах. Но в целом на основе изучения вулканитов аккреционных призм можно произвести ретроспекции о характере и эволюции вулканизма плиты Изанаги и об ее истории.

Нами изучены разновозрастные вулканиты юрско-раннемеловой (Хабаровский и Самаркинский террейны) и аптско-альбской (Киселевский террейн) аккреционных призм [Войнова и др., 1994, Войнова, 2001, Войнова и др., 2009], которые были сформированы при субдукции океанической плиты Изанаги Палеопацифики под Палеоазиатский континент. Возрастной диапазон вулканитов определяется возрастом ассоциирующих с ними терригеннокремнистых отложений, обоснованном фаунистически (по данным съемочных и тематических работ Войнова и др., 1994, Войнова и др., 2009, Зябрев, 1994, Кириллова и др., 2002, Кемкин, 2006]). В Хабаровском террейне вулканиты встречены в ассоциации с пермскими и триасовыми образованиями. Изученные терригенно-вулканогенно-кремнистые образования, слагающие Самаркинский террейн, формировались в широком временном интервале от перми до юры. В Киселевском террейне из вмещающих вулканиты кремнистых отложений определены ископаемые радиолярии валанжин-готеривбарремского возраста, что определяет и раннемеловой возраст вулканитов. Т.о., изучая вулканиты вулканогенно-терригенно-кремнистых аккреционных комплексов указанных террейнов можно реконструировать историю и эволюцию вулканизма плиты Изанаги за период поздний палеозой-мезозой. Совместное рассмотрение вулканитов плит Изанаги и Западно-Тихоокеанской позволяет проследить историю вулканизма западной Палеопацифики от позднего пелеозоя до современности.

Вулканиты в аккреционных призмах исследованных террейнов ассоциируют с пелагическими и гемипелагическими образованиями, либо в виде потоков и покровов, либо имеют "островной" характер, реконструируемый по концентрации вулканических потоков невыдержанной мощности, концентрической зональности размещения склоновых



Рис. 1. Эволюция вулканизма плит Изанаги и Западно-Тихоокеанской Западной Пацифики.

фаций и ассоциации с известняками. Вулканиты представлены лавами, часто с шаровой и подушечной отдельностью, массивными и миндалекаменными, реже гиалокластитами, лавобрекчиями. Они соответствуют пикробазальтам, базальтам, трахибазальтам, гавайитам, относятся к толеитовой, субщелочной и щелочной сериям. В пермо-триасовых базальтах натрий преобладает над калием в составе щелочей. Юрские вулканиты, в отличие от предшествующих, представлены преимущественно субшелочными и щелочными базальтами, которые по соотношению щелочных элементов разделяются на две серии – натровую и калиевую. Преобладают базальты натровой серии. Они слагают крупные потоки и покровы среди кремнистых и кремнистоглинистых отложений. Щелочные калиевые базальты – это преимущественно базальты "островных" вулканических центров. Характерна проявленная в разной степени для разновозрастных вулканитов ферро-титановая специализация, наиболее ярко выраженная у юрских базальтов калиевой серии.

Дискриминационные петрогеохимические диаграммы, позволяющие судить о геодинамической природе вулканитов (диаграммы Дж.Пирса, TiO<sub>2</sub> – K<sub>2</sub>O, Zr/4–2Nb – Y, Zr – Ti /100–3Y, Nb – Zr и др.) свидетельствуют об океанической обстановке их формирования. Большая часть фигуративных точек размещаются в полях внутриплитных толеитовых и щелочных базальтов океанических островов, меньше - E-MORB, и редко - в поле базальтов средино-океанических хребтов (N-MORB). На спайдер-диаграммах средних хондрит- и МОRВнормированных составов РЗЭ и редких элементов графики распределения образуют веер, раскрытый в области легких элементов в диапазоне содержаний от характерных для базальтов океанических островов и до E-MORB. Графики распределения хондрит-нормированных составов REE показывают обогащение легкими REE в среднем в 100 раз, лишь в юрских К-базальтах более значительное. Содержания Та и Nb характеризуются на спайдер-диаграммах максимумами. Нормирование по составам E-MORB и OIB демонстрирует преимущественно промежуточный характер вулканитов между этими составами. Юрские К-базальты соответствуют обогащенным ОІВ. Соотношения Nb-Zr-Y свидетельствуют о формировании базальтов из плюмовых источников на океанических плато и

океанических островах. Геохимические типы источников соответствуют тренду эволюции океанических мантийных магм, преобладают обогащенные, реже встречаются деплетированные.

Вулканиты различных этапов представлены различными наборами базальтов, различающихся по петрогеохимическим характеристикам и сформированных в различных геодинамических условиях.

Все разнообразие вулканитов плиты Изанаги в возрастном интервале от перми до раннего мела представлено на рисунке, который можно интерпретировать как показатель удаленности от рифта.

В эволюции вулканизма плиты Изанаги от перми до раннего мела выявляется следующее. Пермский вулканизм представлен спрединговыми базальтами и океаническими толеитами, в триасе к ним добавляются внутриплитные базальты натровой серии. Юрский этап характеризуется наиболее широким спектром базальтов: близкие к E-MORB, сформированные в СОХ над плюмовыми источниками, субщелочные внутриплитные натровые и "островные" щелочные калиевые, вероятно образовавшиеся на значительном удалении от COX. В целом тренд эволюции составов магматических расплавов характеризуется накоплением калия при почти постоянном соотношении титана и фосфора. Вулканиты раннемелового этапа представлены лишь "примитивными" базальтами Киселевского террейна, сформированными близ СОХ. Это может объясняться приближением в этот период, в условиях значительного возрастания скорости движения плиты [Engebretson, Cox, Gordon, 1984], спредингового хребта, разделяющего плиты Изанаги и Тихоокеанскую, к зоне субдукции и последовавим полным субдуцированием плиты Изанаги [Ханчук, Кемкин, 2003]. Вслед за этим в конвергентных отношениях с Азиатским континентом вступила и находится Западно-Тихоокеанская плита, вулканизм которой продолжается и по ныне.

Для нее характерен разнообразный набор базальтов (рис. 1), с которым сопоставим набор базальтов плиты Изанаги, запечатанных в аккреционных призмах. Выделяются два этапа вулканизма западной Пацифики с особыми трендами эволюции: P-K<sub>1</sub> (плита Изанаги), J<sub>3</sub>-Q (Западно-Тихоокеанская плита). Эволюция расплавов более позднего этапа характеризуется, соответственно, и более значительной степенью обогащения несовместимыми элементами, а примитивные расплавы – большей величиной титан-фосфорного отношения, отражающего степень плавления и фракционирования.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- 1. Войнова И.П., Зябрев С.В., Приходько В.С. Петрохимические особенности раннемеловых внутриплитных океанических вулканитов Киселевско-Маноминского террейна (северный Сихотэ-Алинь) // Тихоокеан. геология. 1994. Т. 13, № 6. С. 83–96.
- Войнова И.П. Магматические комплексы аккреционной системы как индикаторы характера аккреции (Центральный Сихотэ-Алинь) // Тектоника, глубинное строение и геодинамика Востока Азии: Матлы III Косыгинских чтений. Хабаровск: ИТиГ ДВО РАН, 2001. С. 181–189.
- Войнова И.П., Зябрев С.В., Мартынюк М.В., Шевелев Е.К. Кремнисто-вулканогенный комплекс западной части Самаркинской аккреционной призмы (северный Сихотэ-Алинь): мат-лы VI Косыгинских чтений. Хабаровск: ИТиГ ДВО РАН, 2009. С. 6–9.
- 4. Зябрев С.В. Раннемеловые кремни Киселевско-Маноминского террейна – наиболее молодые океанические отложения в структуре юга континентальной части Дальнего Востока России // Тихоокеан. геология. 1994. Т. 13, № 6. С. 74–82.
- Кемкин И.В. Геодинамическая эволюция Сихотэ-Алиня и Япономорского региона в мезозое. М.: Наука, 2006. 258 с.
- Кириллова Г.Л., Натальин Б.А., Зябрев С.В. и др. Верхнеюрско-меловые отложения Восточно-Азиатской континентальной окраины вдоль р. Амур. Путеводитель геологической экскурсии. Хабаровск: ДВО РАН, 2002. 72 с.
- 7. Ханчук А.И., Кемкин И.В. Геодинамическая эволюция Япономорского региона в мезозое // Вестн. ДВО РАН. 2003. № 6. С. 94–108.
- Engebretson D.C., Cox A., Gordon R.G. Relative motions between oceanic plates in the Pacific basin // J. Geophys. Res. 1984. V. 89. № 12. P. 772–792.

**І. ОБЩИЕ ВОПРОСЫ** 

## ВУЛКАНОГЕННЫЕ КОМПЛЕКСЫ ВУЛКАНО-ПЛУТОНИЧЕСКИХ ПОЯСОВ УРАЛЬСКОГО ПАЛЕОЗОЙСКОГО ОРОГЕНА

© 2011 г. Е. Н. Волчек\*, В. С. Червяковский\*\*

\*Институт геологии и геохимии УрО РАН, Екатеринбург, volchek@igg.uran.ru \*\*Уральский государственный горный университет, Екатеринбург

Вулканогенные комплексы вулкано-плутонических поясов, фиксирующие режим активной континентальной окраины, получили развитие вдоль восточной периферии Уральского палеозойского орогена. Здесь среднепалеозойские вулканогенные накопления, а также комагматичные им интрузии и седиментогенные образования формируют структуры Войкарского, Турьинского и Сухоложско-Теченского вулкано-плутонических поясов [Геодинамическая карта..., 2009].

В пределах Войкарского вулкано-плутонического пояса вулканогенные и вулканогенно-осадочные образования слагают отдельные поля и представлены последовательно и синхронно сформированными комплексами девонских андезитов и трахиандезитов в ассоциации с тоналитами, гранодиоритами и сиенитами [Язева, Бочкарев, 1984]. Последовательные накопления вулканогенных пород составляют комплексы, сложенные мощными толщами андезитоидных тефроидов и околожерловых аглютинатов (D<sub>1</sub>p), грубообломочными туфами и субвулканическими телами роговообманковых андезитов и андезидацитов (D<sub>2</sub>ef-g), а также пироксеновыми андезитами, андезибазальтами и базальтами (D<sub>3</sub>) [Бочкарев, Язева, 2000]. Субщелочные разности пояса представлены трахиандезитовыми слоистыми тефроидами раннего девона и красноцветной молассой с линзами трахиандезитовых и трахидацитовых гиалокластитов и кластолав. Тефроиды несогласно перекрыты позднеэйфельскими трахиандезибазальтовыми и трахиандезитовыми туфами [Бочкарев, Язева, 2000]. Фациально-формационные, геохимические и другие параметры девонских вулканитов Войкарской зоны характеризуют их как образования окраинно-континентальных поясов и приводятся в ряде публикаций [Язева, Бочкарев, 1984; и др.].

Турьинский вулкано-плутонический пояс, выделенный в пределах Среднего Урала, прослеживается вдоль восточной части Тагильской зоны от Северососьвинской площади и Ивдельско-Ауэрбаховского ареала на севере до Тагило-Кушвинского ареала на юге этой зоны [Геодинамическая карта..., 2009]. В сложении пояса участвуют вулканогенные, вулканогенно-осадочные и интрузивные комплексы, а также карбонатные, карбонатно-терригенные и терригенно-флишоидные отложения, сопровождавшие образование этих комплексов. Вулканогенные породы представлены девонскими андезибазальтами, андезитами, трахиандезибазальтами, трахиандезитами. Это высокостронциевые породы, по концентрации тугоплавких элементов они принадлежат к геохимическому типу высокохромистых и бедных цирконием континентальных андезитов [Бочкарев, Язева, 2000]. Вулканогенные образования пояса накладываются на океанические и островодужные ассоциации, находящиеся здесь в аккрецинном скучивании.

В структуре Сухоложско-Теченского вулканоплутонического пояса, располагающегося по периферии Красногвардейского террейна [Геодинамическая карта..., 2009], вулканогенные накопления представлены андезитами, андезидацитами и дацитами позднедевонско-раннекаменноугольного возраста, а их интрузивные комагматы – диоритгранодиоритовыми и гранодиоритовыми комплексами. Изученные в его северной части образования пояса участвуют в сложении систем покровов и входят в сложную структуру аккреции. Здесь выделяется серия преимущественно мелководных разнофациальных осадочных отложений верхнего девона и каменноугольного возраста. Верхнедевонские отложения являются кремнисто-сланцевыми, а в составе каменноугольных толщ, среди переслаивающихся аргиллитов, алевролитов, песчаников и известняков присутствуют горизонты вулканогеннообломочных и вулканогенно-осадочных пород, которые в восточном направлении сменяются континентальными угленосными. Вулканические породы представлены лавами и лавовыми брекчиями андезитового и андезидацитового состава, относимыми ранее к андезито-дацитовой формации [Дианова, 1975], а также к бекленищевскому базальт-андезитдацит-риолитовому комплексу раннего карбона [Смирнов, Коровко, 2007]. Лавы образуют полосы шириной 3-6 км среди вулканогенно-терригенных, терригенных и карбонатно-терригенных отложений раннего карбона, широко распространенных в пределах зоны. Мелкообломочные туфы слагают прослои среди лавовых брекчий, а туфы, состоящие из разного по размеру обломочного материала, принадлежащего пироксен-плагиоклазовым андезитам, образуют скалистые выходы. Значительные объемы лавовых фаций андезитового и андезидацитового состава позволили предположить наличие здесь центра андезитового вулканизма [Дианова, 1975].

Андезиты по составу вкрапленников являются пироксен-плагиоклазовыми. Структура их порфировая. Вкрапленники плагиоклаза представлены зональным андезином. Сумма щелочных металлов в описываемых эффузивах не превышает 6% при содержаниях К<sub>2</sub>О=0.7–1.1%. Судя по имеющимся анализам это низкотитанистые породы с содержанием Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> от 14.5 до 17.3%. По сравнению с аналогичными по кремнекислотности эффузивами девонской островной дуги (эйфельско-раннеживетский базальт-андезит-дацитовый комплекс), они характеризуются более высокими содержаниями РЗЭ, в них возрастает роль легких элементов. Породы обогащены Sr и барием, наблюдается минимум по Th и резко выраженный Nb минимум на спайдердиаграммах, нормализованных по отношению к N-MORB, что характерно для вулканитов, сформированных в пределах субдукционных зон. На диаграмме Th/Yb-Ta/Yb изученные образцы занимают поле активных окраин континентов.

Появление кислых разностей вулканитов и отсутствие субщелочных пород в структуре

Сухоложско-Теченского вулкано-плутонического пояса отличает его от Войкарского и Турьинского, где вулканогенные комплексы представлены преимущественно пирокластическими толщами девонского возраста, в составе которых доминируют андезиты.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- 1. Бочкарев В.В., Язева Р.Г. Субщелочной магматизм Урала. Екатеринбург, 2000. 255 с.
- Геодинамическая карта Урало-Тимано-Палеоазиатского сегмента Евразии / Нечеухин В.М., Душин В.А., Оловянишников В.Г. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН – УГГУ, 2009.
- Дианова Т.В. О некоторых фациях раннекаменноугольных вулканитов Восточной зоны // Палеовулканизм Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1975. С. 99–107.
- Смирнов В.Н., Коровко А.В. Палеозойский вулканизм восточной зоны Среднего Урала // Геодинамика, магматизм, метаморфизм и рудообразование. Екатеринбург, 2007. С. 395–420.
- 5. **Язева Р.Г., Бочкарев В.В.** Войкарский вулкано-плутонический пояс. Свердловск, 1984. 156 с.

#### **І. ОБЩИЕ ВОПРОСЫ**

## ПЕРВЫЕ СВЕДЕНИЯ О ВОЗРАСТЕ ГРАНИТОВ ФУНДАМЕНТА ЯМАЛА (ПО РЕЗУЛЬТАТАМ ХИМИЧЕСКОГО Th-U-Pb-ДАТИРОВАНИЯ МОНАЦИТА И УРАНИНИТА)

#### © 2011 г. С. Л. Вотяков\*, К. С. Иванов\*, В. В. Хиллер\*, В. С. Бочкарев\*\*, Ю. В. Ерохин\*

<sup>1</sup>Институт геологии и геохимии УрО РАН, Екатеринбург, votyakov@igg.uran.ru <sup>2</sup>ОАО "СибНАЦ", Тюмень

Исследования геологии Арктики приобрели в последнее время особенную важность, в том числе в связи с нефтегазоносностью этой территории. Ямал – одно из немногих мест, где фундамент нефтегазоносных осадочных бассейнов арктической части Западной Сибири доступен для изучения [Бочкарев и др., 2010; Иванов и др., 2009 и др.]. Нами выполнено микрозондовое исследование состава акцессорных монацита и уранинита из гранитов фундамента полуострова Ямал (на примере скв. 1 Верхнереченской площади). Граниты, вскрытые скв. 1 в интервале глубин 1748-2034 м, сложены калиевым полевым шпатом, плагиоклазом, кварцем и биотитом. Монацит в гранитах скв. 1 обычно тяготеет к биотиту и слагает короткопризматические индивиды размером до 100 мкм; уранинит. типичный акцессорный минерал этих гранитов, но более редкий, чем монацит, образует мелкие (до 30 мкм) включения в матрице крупных зерен монацита и ксенотима. Поиск и идентификация зерен U-Th-минералов в шлифах проведена по их BSE-изображениям и энергодисперсионным спектрам (микрозонд Cameca SX 100). Расчеты химических Th/Pb- и U/Pb-возрастов, в том числе на основе биминеральных изохронных построений (рис. 1) проведены на основе данных микрозондовых анализов в отдельных точках зерен минералов с использованием оригинальной программы [Вотяков и др., 2010]. Установлено, что с точностью до погрешности датировки согласуются между собой, и средне-взвешенное значение возраста составляет 259.6 ± 2.3 млн. лет. В [Suzuki, Kato, 2008] параметр  $\beta = (Si + Ca)/(Th + U+ Pb)$ , характеризующий степень зарядовой компенсации гетеровалентных примесей Th<sup>4+</sup>(U<sup>4+</sup>), рассматривался как показатель замкнутости Th-U-Pb-системы минерала: при его близости к 1 система считалась замкнутой. Для монацита из скв. 1  $\beta = 0.97$ –1.03, что свидетельствует о замкнутости системы и корректности оценки возраста.

Эта первая датировка интрузивных пород региона указывает на то, что здесь, на крайнем севере восточной мегазоны уралид, внедрение гранитов, завершающих палеозойский тектоно-магматический цикл, произошло в поздней перми.

Исследования выполняются в рамках программы РАН "Строение и формирование основных типов геологических структур подвижных поясов и платформ" (проект 09-Т-5-1009), УрО РАН "Состав, структура и физика радиационнотермических эффектов в минералах" (проект 09-М-35-200109), и грантов РФФИ № 09-05-00513 и 11-05-00035.



**Рис. 1.** Биминеральные U\*-Pb- (а) и Th/Pb-U/Pb-данные (б) для уранинита и монацита из гранитов скв.1. Эллипсы – значения ошибки 2σ, штрих-пунктир – линии регрессии (изохроны) с двумя симметричными гиперболами, фиксирующими ошибки. Х<sub>ср</sub> и Y<sub>ср</sub> – средне-взвешенные значения на изохроне.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- 1. Бочкарев В.С., Брехунцов А.М., Лукомская К.Г. Складчатый фундамент полуострова Ямал // Горные ведомости. 2010. № 8 (75). С. 6–35.
- Иванов К.С., Коротеев В.А., Печеркин М.Ф., Федоров Ю.Н., Ерохин Ю.В. История геологического развития и строение фундамента западной части Западно-Сибирского нефтегазоносного мегабассейна //

Геология и геофизика, 2009. Т. 50, № 4. С. 484–501.

- Вотяков С.Л., Хиллер В.В., Щапова Ю.В., Поротников А.В. Химическое электронно-зондовое датирование минералов-концентраторов радиоактивных элементов: методические аспекты // Литосфера. 2010. № 4. С. 94–115.
  Suzuki K., Kato T. CHIME dating of monazite,
- Suzuki K., Kato T. CHIME dating of monazite, xenotime, zircon and polycrase: Protocol, pitfalls and chemical criterion of possibly discordant age data // Gondwana Research. 2008. V. 14. P. 569–586.

#### **І. ОБЩИЕ ВОПРОСЫ**

# ПОЗДНЕКАЙНОЗОЙСКИЙ ВУЛКАНИЗМ МЕЖДУРЕЧЬЯ ИИ И УДЫ (ВОСТОЧНЫЙ САЯН): ПЕРВЫЕ К-АК ДАННЫЕ

© 2011 г. Е. И. Демонтерова\*, В. А. Лебедев\*\*

\*Институт земной коры СО РАН, Иркутск, dem@crust.irk.ru \*\*Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, Москва

Изучение вулканических полей в районе влияния Байкальской рифтовой системы ведется давно. За последние пятнадцать лет получено большое количество геохимических и геохронологических данных для лавовых потоков, как на территории Байкальского рифта так и прилегающих территориях. Одним из "белых пятен" в изучении кайнозойского вулканизма остается вулканические проявления Ия-Удинского междуречья. В нашей работе мы представляем впервые полученные данные о возрасте и геохимии вулканических пород позднего кайнозоя для этой территории.

Вулканизм Ия-Удинского междуречья проявлен в пределах Бирюсинского блока Сибирской платформы вдоль Главно-Саянского разлома. Вулканические потоки междуречья представлены отдельными выходами лавовых потоков разбросанными на обширной территории площадью порядка 2000 км<sup>2</sup>. Существует всего одна публикация по району М.И. Буракова и Э.Е. Федорова [в кн. Вопросы геологии Азии, 1954], а так же упоминания о базальтах района в книгах [Белов, 1963; Киселев, Головко, Медведев, 1979; Рассказов, 1997].

Нами проведены исследования вулканических потоков в районе правых притоков р. Уды, таких как р. Хадама, р. Хунга и левому притоку р. Хунги в верховьях руч. Кривой Монкресс. Лавы занимают как вершинные поверхности гор, образуя крупные лавовые постройки, так и террасы рек Хунга, Хадома и ручья Монкресс в виде разного размера базальтовых останцов. По условиям залегания и петрографическим особенностям базальты междуречья сходны с базальтами других районов Восточного Саяна. Столбчатая отдельность наблюдалась только в низовьях реки Хоропки, чаще базальты представлены плитчатой отдельностью. В районе правых притоков р. Хадама вершинная часть пологого холма сложена пористыми красноватыми глыбами лавы с поверхностью типа хлебной корки. Такого же типа лавовые потоки описаны на р. Кара-Эрней [Буракова, Федорова 1954]. В базальтовом потоке слагающем низ постройки расположенной между рек Хадома и Хоропка встречены мегакристы титан-авгита и анортоклаза, наблюдались ксенолиты пироксенитов и вмещающих коровых пород возможно гнейсогранитов.

Состав пород. Составы лавовых потоков междуречья Ия-Уды по содержанию щелочей попадают в область щелочных пород. На классификационной диаграмме SiO<sub>2</sub>–(Na<sub>2</sub>O + K<sub>2</sub>O) [Классификация магматических..., 1997] составы вулканитов ложатся в поля трахибазальтов и базальтовых трахиандезитов. Единичные образцы попадающие в область базанитовых составов обнаружены в нижней части разреза вулканической толщи верховья руч. Кривой Мокресс. По нормативным составам, рассчитанным с помощью программы SINCLAS [Verma et. al., 2002], вулканические породы Ия-Удинского междуречья представлены оливиновыми толеитами и гавайитами.

Датирование. К-Ar данные получены в ИГЕМ РАН (г. Москва) Лебедевым В.А. для пяти образцов из вулканических потоков (табл. 1). Положение лав в рельефе с указанием мест отбора датированных образцов показано на рис. 1. Наиболее крупная вулканическая постройка расположена в междуречье р. Хунга и Хадама, занимает большую часть вершинной поверхности с относительной отметкой 1242 м. Мощность лавовой постройки составляет 200–250 м, возраст потоков  $8.0 \pm 0.2$  и  $8.1 \pm 0.3$  млн. лет. Потоки возрастом 8 млн. лет залегают на пологой выровненной поверхности. Небольшие лавовые останцы в верховьях руч. Кривой Монкресс, мощностью от 20 до 70 м имеют возраст  $3.8 \pm 0.1$  и 4.3 ± 0.2 млн. лет. К-Аг возраст нижнего потока лавовой постройки расположенной между р. Хадома и устьем р. Хоропка 3.8 ± 0.1 млн. лет. Мощность лав в этом месте составляет 100 м. Потоки и останцы возрастом 4 млн. лет в отличие от потоков 8 млн. лет залегают на более крутых склонах гор, а так же слагают террасы современных рек.

Дискуссия. Ранее при изучении юго-западной части Байкальского рифта выделено две стадии формирования рельефа – раннеорогенная и позднеорогенная. Им предшествовала эпоха мелпалеогенового выравнивания и пенепленизация рельефа с образованием коры выветривания [Logatchev, Zorin, 1987; Логачев и др., 1996; Мац и др., 2001]. Эпоха мел-палеогенового выравнивания маркирует период стабилизации, после которого начинается развитие современного горообразования. По результатам датирования лавовых потоков Рассказовым С. В. С соавторами [Рассказов, Логачев, Иванов, 1998] выделены четыре эпизода воздымания территории Байкальской рифтовой си-

Номер	Тип породы	Координаты	Калий,%	$^{40}\mathrm{Ar}_{\mathrm{pag}}\left(\mathrm{Hr/r}\right)$	$^{40}\mathrm{Ar}_{_{\mathrm{BO3}\mathrm{J}}}(\%),$	Возраст, млн. лет
ооразца	1	1, ,	±σ	±σ	в ооразце	$\pm 2\sigma$
IU-10-8	Базальтовый	53°58'15" 98°53'41"	$1.76 \pm 0.02$	$0.460 \pm 0.002$	6.6	$3.8 \pm 0.1$
	трахиандезит	Низ вулканической постройки				
		между рек Хоропка и Хадама				
IU-10-16	Трахибазальт	53°40′59″ 98°55′24 ″	$1.97 \pm 0.02$	$0.587 \pm 0.013$	42.4	$4.3\pm0.2$
	-	Нижняя терраса, верховье				
		руч. Кривой Монкресс				
IU-10-15	Трахибазальт	53°40'15″ 98°54'56″	$1.73 \pm 0.02$	$0.434 \pm 0.004$	77.2	$3.6 \pm 0.2$
		Нижняя терраса, верховье				
		руч. Кривой Монкресс				
IU-10-24	Базальт	53°47′31″ 98°55′53″	$1.44 \pm 0.02$	$0.801 \pm 0.007$	20.5	$8.0 \pm 0.2$
		Низ постройки между рек Хун-				
		га и Хадома				
IU-10-30	Трахибазальт	53°48'37" 98°56'24"	$1.46 \pm 0.02$	$0.826 \pm 0.008$	25.4	$8.1\pm0.3$
	-	Верх постройки между рек				
		Хунга и Хадома				

Таблица 1. Результаты определения К-Аг возраста вулканических потоков Ия-Удинского междуречья.

Примечание. Определение содержания радиогенного аргона проводилось на масс-спектрометре МИ-1201 ИГ методом изотопного разбавления с применением в качестве трасера <sup>38</sup>Ar; определение калия – методом пламенной спектрофотометрии. При расчете возраста использованы константы:  $\lambda_{\rm K} = 0.581 \times 10^{-10} \text{год}^{-1}$ ,  $\lambda_{\rm p} = 4.962 \times 10^{-10} \text{гоg}^{-1}$ ,  $^{40}\text{K} = 0.01167$  (ar.%).



Рис. 1. Схематические разрезы лавовых толщ Ия-Удинского междуречья.

стемы: 20, 16, 5 и 0.7 млн. лет. Проведение геологических и геохронологических исследований большинства долинных вулканических потоков в Южной части Байкальской вулканической области и анализа осадочного разреза из озера Байкал [Ярмолюк, Кузьмин, 2004], позволило авторам предложить два этапа формирования рельефа Байкальской горной области: протобайкальский до 6.6 млн. лет, необайкальский с 6.6 млн. лет по настоящее время. В свою очередь необойкальский этап делится на две стадии, раннюю с 6.6-3 и современную с 3 млн. лет до сегодняшнего времени. К началу долинных излияний (порядка 3 млн. лет) были сформированы горные системы региона близкие к современному виду. Формирование рельефа Ия-Удинского междуречья тесно связано с блоковыми движениями по Главно-Саянскому разлому. По результатам реконструкций полей напряжения для юго-западного фланга Байкальской рифтовой системы [Парфеевец, Саньков, 2006] предполагается, что взбросовые движения по Главному Саянскому разлому приводившие к резкому расчленению рельефа происходили в позднеплиоцен-плейстоценовое время. По полученным нами К-Аг данным для вулканических проявлений Ия-Удинского меджуречья возраст орогенных движений оценивается как позднее миоцен-ранне плиоценовый. То есть основной этап расчленения рельефа произошел между 5 и 8 млн. лет. Полученные данные подтверждают возраст орогенных движений, которые попадают в необайкальский этап формирования рельефа выделенный В.В. Ярмолюком и М.И. Кузьминым [Ярмолюк, Кузьмин, 2004]. Но в свою очередь, являются более древними, чем предполагалось ранее в работе А.В. Парфеевец и В.А. Саньков [Парфеевец, Саньков, 2006] для Главно-Саянского разлома.

Исследования выполнены при финансовой поддержке РФФИ 11-05-00425-а и Интеграционным проектом СО РАН – ННС Тайвань № 142.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Бураков М.И., Федоров Э.Е. Базальты междуречья Ии и Уды (Восточный Саян) // Вопросы геологии Азии. 1954. С. 359–382.
- Белов И.В. Трахибазальтовая формация Прибийкалья. Н.: Изд-во АН СССР, 1963. 371 с.
- Киселев А.И., Медведев М.Е., Головко Г.А. Вулканизм Байкальской рифтовой зоны и проблемы глубинного магмообразования. Новосибирск: Наука, 1979. 200 с.
- Классификация магматических (изверженных) пород и словарь терминов. Рекомендации Подкомиссии по систематике изверженных пород Международного союза геологических наук. М.: Недра, 1997. 248 с.
- Логачев Н.А., Рассказов С.В., Иванов А.В. и др. Кайнозойский рифтогенез в континентальной литосфере // Литосфера Центральной Азии (основные результаты исследований Института земной коры СО РАН в 1992–1996 гг.). Новосибирск: Наука, 1996. С. 57–80.

- Мац В.Д., Уфимцев Г.Ф., Мандельбаум М.М. и др. Кайнозой Байкальской рифтовой впадины: строение и геологическая история. Новосибирск: Гео, 2001. 252 с.
- Парфеевец А.В., Саньков В.А. Геодинамические условия развития Тункинской ветви байкальской рифтовой системы // Геотектоника. 2006. № 5. С. 61–84.
- 8. Рассказов С.В. Магматизм Байкальской рифтовой системы. Новосибирск: Наука, 1993. 288 с.
- Рассказов С.В., Логачев Н.А., Иванов А.В. Корреляция позднекайнозойских тектонических и магматических событий Байкальской рифтовой системы с событиями на юго-востоке Евразиатской плиты // Геотектоника. 1998. № 4. С. 25–40.
- Ярмолюк В.В., Кузьмин М.И. О взаимодействии эндогенных и экзогенных факторов в новейшей геологической истории юго-западной части Байкальской рифтовой зоны // Геотектоника. 2004. 7. № 3. С. 55–78.
- 11. Logatchev N.A., Zorin Yu.A. Evidence and causes of the two-stage development of the Baikal rift // Tectono-physics. 1987. V. 143. № 1-3. P. 225–234.
- Verma S P, Torres-Alvarado I. S., Sotelo-Rodriguez Z. T. SINCLAS: standard igneous norm and volcanic rock classification system // Comput. Geosci. 2002. V. 28. P. 711–715.
# ТРАНСМАНТИЙНЫЕ ФЛЮИДНЫЕ ПОТОКИ И ФОРМИРОВАНИЕ ПЛЮМОВЫХ МАГМАТИЧЕСКИХ РЕЗЕРВУАРОВ

© 2011 г. Н.С.Жатнуев

Геологический институт СО РАН, Улан-Удэ, zhat@gin.bsc.buryatia.ru

Предлагается модель формирования мантийных плюмов, формирующих крупные магматические провинции, характеризующиеся относительно кратковременными излияниями (внедрениями) гигантских количеств магмы. Суть ее заключается в следующем:

1. На границе ядро-мантия формируются флюидные линзы, прорывающиеся в мантию при



Рис. 1. Схема формирования плюмов и плюмового магматизма.

Цифрами обозначена последовательность процесса формирования плюмов (вне масштаба). Н<sub>кр</sub> – критическая высота флюидной линзы, необходимая для ее прорыва в мантию (внизу) или критическая высота магматической линзы, необходимая для ее прорыва через литосферу (вверху).

достижении критического размера. Наличию этих образований обязано существование здесь слоя D2.

2. Из-за значительных горизонтальных размеров линз одноразовая порция прорывающегося в мантию флюида может быть весьма значительной, но вследствие неустойчивости громадных полостей в пластичной среде они дробятся на более мелкие с меньшими ИД (аналогия с дроблением больщих пузырей воздуха, поднимающихся в жидкости).

3. Скорость подъема трещинных полостей превышает скорость конвекции в мантии настолько, что ствол плюма не отклоняется от вертикали вплоть до основания литосферы.

4. В процессе подъема флюид окисляется с образованием воды и углекислоты, что способствует понижению температуры плавления мантии. 5. Основная масса плюмовых расплавов формируется в основании литосферы, которую флюидные полости не могут прорвать из-за недостатка избыточного давления. Здесь происходит латеральное "растекание" флюида и формируется магматическая линза (шляпа плюма).

6. Также, как и в случае с флюидными линзами, магматическая линза остается устойчивой до достижения критической высоты. После этого происходит массовый прорыв магмы в течение сравнительно короткого времени, формирующий трапповые внедрения и ареальный вулканизм.

Общая модель процесса формирования плюма представлена на рисунке.

Исследование проведено при поддержке СО РАН и ДВО РАН. Интеграционный проект 117.

# О ПРИНЦИПАХ РЕКОНСТРУКЦИЙ ПАЛЕООБСТАНОВОК В СВЕТЕ ИДЕЙ А. Л. ЯНШИНА

### © 2011 г. Г. Д. Исаев

ООО НИЦ "СИБГЕОНАФТ", г. Новосибирск, sibgeonaft@mail.ru

Вопрос о фиксистком или "мобилистком" подходе в региональной геологии связан с попыткой использования понятий и терминов, появившихся в процессе разработки некоторых современных представлений о происхождении и развитии океанов. Противоречие между униформистским и сравнительно-историческим подходами к изучению структур материков (чем, в основном, и занимается большинство геологов) заключается не в признании либо отрицании ведущей роли горизонтальных движений (что доказывается достаточно просто), а в проблеме фундаментального эмпирического и теоретического обобщения, используемого в конкретной геологии, о судьбе учения о геосинклиналях и платформах, в вопросе о существовании или отсутствии закономерностей развития литосферы, о путях и методах дальнейшего изучения региональной тектоники [Караулов, 1988]. В современных "мобилистских" моделях, как правило, устанавливаются не только палеоаналоги океанической коры (что практически невозможно доказать), но и древних островных дуг, впадин краевых морей и других элементов современных океанов и континентов в духе тектоники литосферных плит. Одна "условность" умноженная на вторую "преполагаемость" не может дать конкретный результат. В итоге получаем скорее виртуально-фантастические, чем практически целесообразные и конкретные геологические конструкции. Анализ эволюции геологических процессов в истории Земли по А.Л. Яншину [Яншин, 1988] демонстрирует оригинальность становления нашей планеты на всех этапах развития. Поэтому униформистское выявление аналогов островных дуг, глубоководных желобов, впадин краевых и внутренних морей и других современных геоморфологических элементов при палеогеографических и палеотектонических реконструкциях даже в пределах фанерозоя не выдерживает критики. Кроме того, у современной науки и геологии в целом нет достаточного количества миллионов лет наблюдений, чтобы убедиться в достоверности спрединга литосферных плит и других попутных процессов современной океанологии.

На юге-востоке Западно-Сибирской плиты тектоно-магматическая цикличность близка к таковой для Полярного Урала [Ремизов, 2004]. Этапность магматизма в палеозое Западной Сибири определяется этапностью развития ЗападноСибирской плиты [Исаев, 2010]. В схему тектономагматической цикличности (табл. 1) включены магматиты не просто известные геологической общественности благодаря абсолютным датировкам [Карагодин и др., 1968; Бочкарев, Погорелов, 1973; Бочкарев и др., 2003] но и которые в последнее время чаще всего используются для обоснования палеогеодинамических конструкций "плиттектонического" плана.

Как на Урале и в Восточной Сибири, в Западной Сибири в глубоком докембрии существовала гранит-гнейсовая протоплатформа. Она существовала до средины протерозоя, когда изменился режим эндогенных флюидных систем [Летников, 2008] и начала формироваться система авлакогенов и поднятий. Последние были обусловлены внедрением гранитоидных плутонов абиссального типа. Серия авлакогенов в пределах протоплатформы обусловила длительное существование крупного сводового опускания территории, что привело к развитию в позднем докембрии крайне мелководных бассейнов "плитного" типа с образованием мощных доломитовых толщ и строматолитообразования в крупных синеклизах. Заключительная фаза допараплатформенной истории Западно-Сибирской плиты – это сводовое поднятие всей территории с внедрением даек и силлов альбитофиров в среднем ордовике в образовавшиеся зоны разуплотнения. Надо здесь подчеркнуть, что при сводовом поднятии крупных сегментов литосферы происходит разуплотнение верхних оболочек её при одновременном сжатии нижних. Для авлакогенов, наоборот, разуплотнение образуется в нижних горизонтах литосферы (зоны растяжения) при одновременном сжатии верхних. Поэтому на начальных этапах (авлакогенных) при соприкосновении с астеносферой происходит внедрение абиссальных и мезоабиссальных магматитов, а на завершающем (сводовом поднятии) происходит их вторичная активизация и развитие гипабиссальных, приповерхностных и поверхностных магматических и эффузивноосадочных образований. Такие особенности характерны и для параплатформенного, и для тафрогенного этажей Западно-Сибирской плиты.

Морской режим в пределах всей плиты доминировал со средины докембрия до средины карбона. Именно со среднего карбона и до конца палеозоя (и в начале триаса) в Западной Сибири преобладали

Таблица 1

						I I I I I				
Тектоно- магматическая цикличность			Магматиты Классы Виды			Примеры: структура, площадь	Возраст, млн. л.	Типы по петрохим. тренду	Этапы магматизма Полярн.Урала	
ТАФРОГЕННЫЙ	ПОВАЯ	T <sub>1-2</sub>	Вулканические (поверхностные)- потоки, покровы		Оливиновый базальт Базальт Базальт Базальт	Мыгытынская Омская Александровская	215 220 226			
	Траг		Гипабиссальные - лайки сильн		Фельзит-порфир Субщелочной лейкодолерит Монцодиорит	Викуловская Наньяхская Туганская	230 240-255 245	WPB		
	Стаби- лиза- ции	P <sub>3</sub>	дuп	ini, ensista	Габбро-диабаз Долерит	Ярская Майзасская	256 259	Океан.	P <sub>2</sub>	Герцинский
	й		Гипаб (што	биссальные - оки, силлы, дайки)	Микродиорит Микросиенит	Западно-Колпашевская Песочно-Дубровская	248-288 262-287	(?)		
	Орогенны	$C_3 - P_1$	Плут батол (абби	онические- итовые иссальные)	Аляскит Гранит Кварц. порфир	Восточно-Межовская Межовская Моисеевская	273 291 291			
		C <sub>2</sub>	Вулканические (поверхностные) покровы		Средн.эффузив Средн.эффузив	Зимняя Пешеходная	285-301 314-331			
ПАРАПЛАТФОРМЕННЫЙ	неклизная		Вулканические (приповерхностные)		Риолитовый порфир	Медведевская	322-382		$D_3-C_1$	
		$D_3$ - $C_1$			Базальтовый порфирит	Медведевская	374			
	Сиі	$\mathbf{D}_1$	Плутонические (мезоабиссальные)		Дунит	Фестивальная	394		$D_{2-3}$	КИЙ
	ППОВАЯ	S D	Вулка (пове потон	анические рхностные) ки, покровы	Туфопесчаники Туфопесчаники Трахибазальтовый порфирит Вулканиты Туча	Нижневартовская Бочкаревская Чачанская Чачанская	ыская 383-423 ія 392 395 430 438		S <sub>2</sub> -D <sub>1</sub>	Каледонс
	Tpa	3-D <sub>1</sub>			туф Базальтовый порфирит	Карбельская	446		$O_3-S_1$	
ДОПАРАПЛАТФОРМЕННЫЙ	Ороген- ная	O <sub>2</sub>	Гипабиссальные дайки, силлы		Альбитофир	Чачанская	457	COX	\	
	Сине- клизная	V-€₁	мезоабис- сальные		Гранит	Вездеходная	520-560	(?)		Байкаль- ский
	т Авлакогенная	P€	Плутониче	Абиссальные	Монцонит-сиенит Гранит Кварц. монцонит Гранито-гнейс	Нарымская Нагорнинская Парабельская Межовская	735 750 924 937-1000		R	

Тектоно-магматическая цикличность доюрского основания юго-восточного сегмента Западно-Сибирской плиты

#### ИСАЕВ



(на примере Средневасюганского поднятия)

Территории - зоны Средневасюганского поднятия

континентальные обстановки. Со среднего карбона начинается сводовое поднятие всей территории Западной Сибири (рис. 1) с развитием настоящих гор до 800-1000 м в ранней перми (обусловленных внедрением гранитных батолитов), с фазой стабилизации и частичной пенепленизации территории и завершающегося тафрогенной эпохой к концу среднего триаса. Крупные зоны разуплотнения развившиеся на этапе сводового поднятия (с  $C_2$  по  $T_{2-3}$ ) в виде трещин и авлакогенов (но не рифтов) послужили объектом для проникновения подновленных магматитов как кислого (реже), так и основного состава с формированием триасовых траппов. Оригинальным для Западносибирских траппов является формирование эффузивных покровов в депрессиях (авлакогенах и прогибах) синхронных с прогрессивно растущими поднятиями. В фазу временной стабилизации Западно-Сибирской плиты (приостановка сводового поднятия) фиксируется затухание магматической деятельности в условиях пенеплена – внедрение редких гипабиссальных интрузий типа Майзасских долеритов либо Ярских габбродиабазов. Совершенным диссонансом является идентификация Майзасских магматических образований (по диаграмме Д. Пирса) в качестве СОХ либо океанического типа [Бочкарев и др., 2003]. Более логичным представляется внутриплитная природа (WPB) магматизма, например, Викуловских фельзит-порфиров (табл. 1). Парадоксальным является и определение островодужной (COX) природы Чачанских альбитофиров и Вездеходных гранитоидных интрузий. Альбитофиры внедрялись в момент максимума сводового поднятия в континентальных условиях при отсутствии каких-либо осадочных бассейнов в пределах всей Западно-Сибирской плиты (региональный перерыв), а в раннем кембрии внедрение Вездеходных гранитов происходило в завершающий момент синеклизного этапа, в условиях крайне мелководных плитных "строматолитовых" бассейнов. Никаких островных дуг в то время не существовало.

Обобщая вышеизложенное, можно определить некоторые принципы, которые могут быть использованы при палеогеографических реконструкциях. Эволюционный принцип А.Л. Яншина – это комплекс знаний современного геолога о необратимых процессах в литосфере и внутри нашей планеты. Разматывая этот клубок вглубь веков, мы можем приблизительно составить представление о химизме вод, атмосферы, климате, рельефе и других составляющих компонентов осадочного процесса. Флюидно-ратационный принцип – все процессы внутри Земли и на её поверхности во все времена происходили в условиях гравитации, вращения Земли, в условиях активной работы её недр (дегазации). Эволюция флюидного режима определяет особенности магматизма и специфику состава литосферы на всех этапах развития Земли. Принципы актуализма или сравнительноисторического анализа – это комплекс методов, приемов, разработок, основывающихся на знании современных бассейнов и обстановок, использующих в практике экспериментальные работы в плане воссоздания древнейших ситуаций на Земле, в литосфере, в атмосфере.

По присутствию Разума наша Земля уникальна во Вселенной. Она уникальна и по истории своей, и по сути. Надо думать, что на каждом своем этапе эволюции наша планета была совершенно своеобразна, неповторима, а значит и уникальна. Вот из этого и надо исходить при реконструкции древнейших обстановок на Земле.

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- 1. Бочкарев В.С., Погорелов Б.С. Возраст складчатого фундамента внутренних районов Западно-Сибирской плиты // Советская геология. 1973. № 7. С. 122–129.
- 2. Бочкарев В.С., Брехунцов А.М., Дещеня Н.П. Палеозой и триас Западной Сибири // Геология и геофизика. 2003. Т. 44, № 1-2. С. 120–143.
- Исаев Г.Д. Геология и тектоника палеозоя Западно-Сибирской плиты // Литосфера. 2010. № 4. С. 52–68.
- Карагодин Ю.Н., Кляровский В.М., Погорелов Б.С. Новые данные о строении и абсолютном возрасте складчатого фундамента северо-запада Западно-Сибирской низменности // Геология и геофизика. 1968. № 5. С. 119–127.
- 5. Караулов В.Б. Мобилизм, фиксизм и конкретная тектоника // Бюл. Моск. о-ва испытателей природы, отд. геол. 1988. Т. 63, № 3. С. 3–13.
- Летников Ф.А. Роль эндогенных флюидов в процессах литогенеза и геологической истории Земли // Типы седиментогеноза и литогенеза и их эволюция в истории Земли: мат-лы 5-го Всерос. лит. совещ. Т. І. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2008. С. 417–423.
- 7. **Ремизов Д. Н.** Островодужная система Полярного Урала (петрология и эволюция глубинных зон. Екатеринбург: УрО РАН, 2004. 177 с.
- 8. **Яншин А.Л.** Эволюция геологических процессов в истории Земли. Л.: Наука, 1988. 39 с.

\_\_\_\_\_

### І. ОБЩИЕ ВОПРОСЫ

# ГЕОДИНАМИКА И ДЕВОНСКИЙ МАГМАТИЗМ ПРИПЯТСКО-ДНЕПРОВСКО-ДОНЕЦКОГО ПАЛЕОРИФТА

### © 2011 г. В. С. Конищев

Белорусский научно-исследовательский геологоразведочный институт, Munck, vkon@geology.org.by

Припятско-Днепровско-Донецкий палеорифт (авлакоген) входящий. Он вдается вглубь Восточно-Европейской платформы со стороны южного складчатого обрамления и является элементом тройного сочленения по отношению к палеокеану Тетис II. Палеорифт формировался в процессе рифтогенеза в девоне в герцинский тектонический этап в процессе последовательного продвижения (пропагации) с востока на запад вглубь платформы. Эта пропагация палеорифта четко фиксируется последовательным омоложением первой фазы рифтового вулканизма в западном направлении.

Однако относительно омоложения первой фазы вулканизма в западном направлении нет единого мнения. Так, В.П. Корзун [1987] полагал, что начальная стадия активного вулканизма, связанная с заложением рифта, не была одновременной: этот процесс носил поступательный характер и развивался последовательно с востока на запад с конца среднедевонского времени и на протяжении всего франского века. По мнению же З.М. Ляшкевич [1988] нет омоложения вулканизма в северозападном направлении, поскольку в скважине Городище-500 в северо-западной части Днепровско-Донецкого прогиба есть наиболее древние вулканиты пярнусско-наровского возраста, которые древнее антон-тарамских вулканитов Донбасса.

Процесс пропагации Припятско-Днепровско-Донецкого палеорифта в западном направлении был обусловлен геодинамическими условиями его образования. Заложение в среднем девоне к югу от Восточно-Европейской плиты задугового палеокеанического бассейна Палео-Тетис-ІІ привело к нарушению гравитационного равновесия в земной коре и течению пластичного вещества ее нижней части на юг в сторону океана. Фронт течения двигался на север, пока не встретил на своем пути ослабленную осевую зону Сарматского щита. На фронте течения произошел разрыв литосферы. Это привело к изотермической декомпрессии и селективному плавлению вещества астеносферы, его гравитационнму всплыванию и образованию выступа (астеносферного диапира или астенолита), прорыву в зоне разрыва части вещества астеносферы в подошву земной коры и образованию астенолинзы (коромантийной смеси). Сформировалась двухъярусная система континентального рифтогенеза. Ее последующее развитие предопределило особенности формирования рифта и проявления вулканизма. С начальной фазой рифтогенеза связано первое проявление щелочного ультраосновного магматизма в результате прорыва ультраосновного расплава из астеносферы в земную кору и на поверхность. Последующие фазы вулканизма были связаны с процессами кристаллизационной гравитационной дифференциации ультраосновного расплава в астенолинзе в основании земной коры, хотя нельзя исключать возможность поступления расплава из астенолита в астенолинзу и в последующие фазы рифтогенеза. Очевидно, астенолинза представляет собой смесь вещества астеносферы, поступившего из астенолита по разрывам в мантийную часть литосферы в подошву земной коры, вещества верхней части литосферной мантии и пропитанного мантийными выплавками вещества нижней части земной коры.

Фронт течения пластичного вещества нижней части земной коры в сторону океана Палео-Тетис-ІІ достиг ослабленной осевой части Сарматского щита прежде всего на востоке в раннем фране, где в это время и проявилась первая фазу вулканизма в пределах Приазовского массива и в южной части Донбасса. в зоне Южно-Донецкого краевого разлома. Западнее, по мере удаления осевой части Сарматского щита от океана Палео-Тетис-II, фронт течения приходил с запозданием и в средней части Днепровского рифта в районе Белоцерковского выступа первая фаза рифтогенеза и вулканизма проявилась в начале среднего франа в саргаевское, а в западной части Днепровского грабена и на востоке Черниговско-Брагинского выступа – во вторую половину среднего франа в семилукское время. В западной, Припятской части рифтовой зоны рифтогенез и вулканизм начались в начале позднего франа в речицкое (бурегское или алатырское) время..

В первую фазу платформенного рифтового вулканизма в результате эксплозивной вулканической деятельности сформировалась щелочноультраосновная формация трубок взрыва. На востоке рифтовой зоны в районе Южно-Донецкого краевого разлома это брекчии ультраосновных пород (кимберлитов, пикритовых порфиров, лимбургитов, авгититов, псевдолейцитовых и нефелиновых базальтов), пород фундамента (гранитов, гнейсов, диабазов, амфиболитов), обломки осадочных пород (известняков, песчаников, углистых и глинистых сланцев), а также зерна кварца и полевого шпата (петровская толща). Содержание осадочного материала в брекчиях изменяется от 40 до 80% и достигает 99% в бречиях существенно кварцевого состава. Содержание обломков фундамента изменяется от 5 до 40%. Для магматических пород характерно низкое содержание SiO<sub>2</sub> (27–33%), высокое содержание титана и низкое – щелочей при преобладании калия над натрием [Бутурлинов и др., 1985]. По-видимому, описанные вулканиты выполняют трубки взрыва. Они приурочены к зоне пересечения краевым Южно-Донецким разломом зоны глубинного Кальмиус-Айдарского разлома субмеридионального простирания протерозойского заложения и длительного развития.

В средней части Днепровского грабена на Белоцерковском выступе в зоне Южного краевого разлома изучена среднефранская (саргаевскосемилукская) щелочно-ультраосновная-щелочнобазальтоидная магматическая формация. Она образованная сложным комплексом пород: серпентенизированные и карбонатизированные оливиниты, слюдяные перидотиты, пироксениты, порфировые пикриты, анкаратрит-пикриты, анкаратриты, малиньиты, мельтейгиты, ийолиты, лимбургиты, нефелиновые и лейцит-нефелинеовые базальты, нефелиниты, лейцититы, нефелиновые лейцититы, щелочные (санидиновые и нефелинсанидиновые) базальты [Ляшкевич и др., 1977]. Более молодые вулканиты здесь отсутствуют. В западной части Днепровского грабена и в восточной части Черниговско-Брагинского выступа саргаевскосемилукские вулканические породы слагают нижнюю часть мощной нижней вулканогенной толщи, имеющей в верхней большей части позднефранский возраст. Наличие в среднефранских вулканогенных образованиях эруптивных брекчий, в которых наряду с пирокластическими породами встречаются обломки пород фундамента (гнейсы, граниты, жильный кварц и др.) может свидетельствовать, что они выполняют трубки взрыва. Вулканиты Белоцерковского выступа сформировались в зоне пересечения палеорифтом Криворожско-Кременчугского глубинного разлома субмеридионального простирания.

В западной части Припятско-Днепровско-Донецкой рифтовой зоны первая фаза магматизма проявилась в начале позднего франа в речицкое время в поднятом крыле Жлобинского краевого разлома мантийного заложения, ограничивающего с севера рифтовую зону. Здесь бурением изучены 23 трубки взрыва Жлобинского поля диатрем в составе Антоновского, Лучинского, Гадиловичского и Рогачевского кустов. Диатремы в их верхней кратерной части сложены вулканокластическими, преимущественно эксплозивно-обломочными породами кратерной и жерловой фаций вулканизма (туфы, туфобрекчии, ксенотуфы, ксенотуфобрекчии), в низах кратерной части они чередуются с массивными брекчированными лавовыми породами, ниже вскрыты массивные трещиноватые и брекчированные магматические микрокристаллические породы субвулканических тел (некки и дайки). Слагающие трубки породы относятся к трем семействам щелочного ряда: щелочным пикритам, мелилититам и ультраосновным фоидитам. Породы в разной степени изменены вплоть до полного замещения вторичными продуктами. Породы щелочные и высококалиевые (отношение K<sub>2</sub>O/Na<sub>2</sub>O изменяется от 0.9 до 30). Родоначальные магмы этого вулканомагматического комплекса имеют мантийную природу и являются продуктами плавления вещества верхней мантии на глубинах не менее 50-80 км. На что указывает высокое содержание Mg и отношение Ni/Co, характерное для мантийных образований, а также наличие ксенолитов шпинелевых перидотитов, типичных для верхних беспироповых фаций глубинности верхней мантии. Повышенная кремнекислотность (41.71%) и пониженная магнезиальность (13.9%) фоидитов и их обогащенность элементами, характерными для остаточных расплавов, свидетельствуют о процессах фракционирования по механизму гравитационной кристаллизационной дифференциации [Веретенников и др., 2001; Корзун, 1987]. Жлобинское поле диатрем приурочено к участку пересечения субширотного Жлобинского мантийного разлома, ограничивающего с севера зону рифтогенеза, и ряда супутствующих ему разломов с субмеридиональной неотектонически активной Брагинско-Витебской зоной разломов древнего заложения и длительного развития, которая входит в состав трансплитного Лапландско-Нильского линеамента.

Таким образом, возраст первой фазы девонского рифтового вулканизма Припятско-Днепровско-Донецкой рифтовой зоны омолаживается с востока на запад (от раннефранского на востоке, среднефранского в центре и до начала позднего франа на западе) в связи с последовательным продвижением рифтогенеза от Палео-Тетиса внутрь платформы в процессе формирования входящего авлакогена. Утверждение [Ляшкевич, 1988] об отсутствии омоложения вулканизма в северо-западном направлении основано на неверной интерпретации природы магматических пород в разрезе среднедевонских пярнусско-наровских отложений скважины Городище-500 как вулканических. Судя по характеру пород (базальтовые и трахиандезитовые порфириты, оливиновые базальты, андезитобазальтовые порфириты). наличию в них ксенолитов вмещающих пород и признакам контактового воздействия на вмещающие осадочные породы, это субвулканические породы (силлы и дайки), образованные в позднедевонские фазы вулканизма [Бритченко, 1972].

Щелочно-ультраосновная формация трубок взрыва сформировалась в результате эксплозивно-

го вулканизма в первую фазу рифтового вулканизма при довольно быстром поступлении ультраосновного расплава из астенолита с глубины 80-100 км и более. Магматические породы следующих фаз вулканизма являются продуктами кристаллизационной гравитационной дифференциации ультраосновного расплава в астенолинзе под палеорифтом на глубине 35-45 км.

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Бритченко А.Д. О вулканогенных образовани-1. ях в девоне северо-западной части Днепровско-Донецкой впадины // Платформенные структуры обрамления Украинского щита и их металлоносность. Киев: Наукова думка, 1972. С. 148–158. Бутурлинов Н.В., Кисель С.И. Развитие девонско-
- 2.

го вулканизма в зоне сочленения Донбасса с Приазовским кристаллическим массивом // Докл. АН УССР. Сер. Б. 1985. № 1. С. 3-6.

- Веретенников Н.В., Корзун В.П., Махнач А.С. 3. Платформенный магматизм // Геология Беларуси. Минск: ИГН НАН Беларуси, 2001. С. 437-438.
- Корзун В. П. О вулканогенных формациях девона 4. Припятско-Днепровско-Донецкого прогиба // Геоло-гический журнал. 1987. Т. 47, № 3. С. 18–24.
- 5. Ляшкевич З.М. Еще раз к вопросу о вулканогенных формациях Припятско-Днепровско-Донецкого палеорифта // Геол. журнал. 1988. Т. 48, № 4. С 135–136.
- 6. Ляшкевич З.М., Завьялова Т.В. Вулканизм Днепровско-Донецкой впадины. Киев, 1977. 178 с.
- 7. Штефан Л.В. Петрохимические особенности пород трубок взрыва Беларуси (Жлобинское поле) // Проблемы алмазоносности Беларуси. Минск: БелНИ-ГРИ, 1999. С. 100–110.

# НОВЫЕ ПАЛЕОМАГНИТНЫЕ ДАННЫЕ ПО КИМБЕРЛИТАМ И ТРАППАМ ВИЛЮЙСКО-МАРХИНСКОЙ ЗОНЫ РАЗЛОМОВ (ЯКУТСКАЯ АЛМАЗОНОСНАЯ ПРОВИНЦИЯ)

© 2011 г. К. М. Константинов\*, М. З. Хузин\*\*, М. Д. Томшин\*\*\*, И. К. Константинов\*\*

\*Научно-исслед. геологоразведочное предприятие АК "АЛРОСА", г. Мирный, konstantinov@cnigri.alrosa-mir.ru \*\*Институт земной коры СО РАН, г. Иркутск, palmag@mail.ru \*\*\*Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН, г. Якутск, lexy\_v@rambler.ru

От решения вопросов строения и развития Вилюйско-Мархинская зоны разломов (ВМЗР) зависит стратегия поисков коренных месторождений алмазов. В этом деле важная роль отводится палеомагнитному методу, в основе которого лежит изучение векторов естественной остаточной намагниченности (ЕОН) горных пород [Храмов и др., 1982]. В 90 годах прошлого века по кимберлитам Якутской алмазоносной провинции (ЯАП) и базитам ВМЗР получены палеомагнитные данные, на основе которых построена палеогеографическая реконструкция Сибирской платформы на поздний девон-ранний карбон (360 млн. лет) [Kravchinsky et al., 2002].

ВМЗР пространственно приурочена к западному борту Вилюйского палеорифта. Протяженность ее в северо-восточном направлении составляет около 750 км при максимальной ширине 150 км. Возраст базитов (дайки, силлы) ВМЗР составляет от 450 до 320 млн. лет [Масайтис и др., 1975; Мащак, Наумов, 2004]. В пределах ВМРЗ расположены Малоботуобинский и Среднемархинский алмазоносные районы, кимберлитовые трубки которых так же имеют среднепалеозойский возраст [Брахфогель, 1984; Кривонос, 1997; Шаталов и др., 1999; Agashev et al., 1998]. Возраст трубок Ботуобинская и Нюрбинская оценивается как поздний силурранний девон (420–400 млн. лет) [Саблуков и др., 2009; Shamshina, Zaitsev et al., 1998].

Отбор ориентированных образцов кимберлитов проводился из шахты месторождения Ботуобинская (горизонт +122) и карьера месторождения Нюрбинская (горизонты: +170 и +55). Как правило, в образцах установлено не более двух компонент ЕОН (рис. 1). Для решения геологических задач наибольший интерес представляет вторая (ха-

N⁰	№ П Объект, № обн.		Координаты		Dam 0	Lan 0	1	-05 0	Бο	то	dm/dm °	fran 0
ПП			λ, °		Dcp,	Jep,	к, ед.	a95, *	Г,	L, -	am/ap, *	ım, °
	Кимберлиты											
1	тр. Ботуобинская	65.05	117.02	43	350	-23	23.4	4.6	-13	127	2.6/4.9	12
2	тр. Нюрбинская	05 05	11/05	24	0	-25	17.2	7.4	-11	117	4.3/8.0	13
3*	тр. Сытыканская	66 08	111 42	9	290	-60	27.0	10.1	28	160	11.8/15.4	40
4*	тр. Юбилейная	66 00	111 07	5	301	-57	42.4	11.9	23	159	12.5 /17.3	38
5*	тр. Айхал	65 54	111 32	21	319	-34	9.0	11.2	0	150	7.3 /12.8	19
6*	Дайка кимберлитов, тр. Айхал			14	325	-39	17.6	9.9	2	143	7.0/11.8	22
	Базиты											
7	р. Кюленкэ, 1-03	67 14	121 13	7	353	-15	41.9	9.4	-16	127	4.9/9.6	8
8	р. Тюнг, 1-04	66 00	119 42	12	348	-22	41.4	6.8	-12	132	3.8/7.2	11
9	р. Тюнг, 5-04	66 10	119 40	18	345	-30	49.7	5.0	-7	134	3.1/5.5	16
10	p. Mapxa, 2-00	65 11	115 51	14	181	11	16.7	10.1	-19	115	5.2/10.2	6
11*	p. Mapxa, 2-96	64 57	116 33	12	294	-50	23.7	9.6	18	173	8.6 / 12.8	31
12*	p. Mapxa, 4-96	64 39	116 37	16	326	-43	28.8	7.0	3	147	5.3 /8.6	25
13*	p. Mapxa, 5-96	64 32	116 38	11	336	-35	36.3	7.7	-4	140	5.1 /8.9	19
14*	p. Mapxa, 6-96	64 33	116 38	9	330	-48	21.2	11.4	7	142	9.8/14.9	29
15*	р. Вилюй, 6-96	62 19	116 02	10	322	-58	54.2	6.6	15	146	7.1 /9.7	39
16*	р. Вилюй, 7-96	62.18	116.04	18	316	-42	38.5	5.6	4	155	4.2 /6.9	24
17*	р. Вилюй, 8-96	02 10	110.04	13	154	68	142.7	3.5	25	134	4.9 /5.9	51
18	Сводное 1, 2, 7–10	66 00	119 00	6	353	-21	75.6	7.8	-13	126	4.3/8.2	11
19*	Сводное 3-6, 11-17	64 36	114 42	11	319	-49	31.5	8.3	11	150	8.9	31

Таблица 1. Палеомагнитные направления и полюсы среднепалеозойских кимберлитов и траппов ЯАП

Примечание. N – количество образцов, участвующих в статистике; параметры группировки векторов характеристической EOH: Dcp – склонение, Jcp – наклонение, k – кучность и a95 – овал доверия; палеомагнитный полюс: F – широта, L – долгота, dm/dp – доверия; палеомагнитный интервалы и fm – палеоширота. \* – данные по [Kravchinsky et al., 2002].





Рис. 2. Интерпретация палеомагнитных данных ЯАП.

а – распределение палеомагнитных полюсов среднепалеозойских кимберлитов и траппов ЯАП; б – палеомагнитные реконструкции Сибирской платформы в позднем докембрии – фанерозое. 1 – ТКМП Сибирской платформы [Печерский, Диденко, 1995] (цифры – геологический возраст в млн. лет); 2 и 3 – виртуальные палеомагнитные полюсы (номера согласно таблице): 2 – кимберлитов, 3 – траппов ВМЗР; 4 и 5 – средний палеомагнитный полюс с радиусом овала доверия 95%: 4 – по [Kravchinsky et al., 2002], 5 – настоящие исследования; 6 – район исследований; 7 – центральный район ЯАП; 8 – область влияния гипотетической горячей точки (точек).

рактеристическая) компонента, которая фиксируется температурой свыше 200°С и переменным магнитным полем свыше 30 мТл. Вектора характеристической компоненты ЕОН кимберлитов и вмещающих алевро-песчаников мархинской свиты Є<sub>3</sub>mr ближней зоны совпадают между собой и образуют пологие кластеры в северных румбах. В то же время направления характеристической компоненты ЕОН ксенолитов имеют хаотичное распределение на сфере. Таким образом, по совокупности тестов "обжига" и "конгломератов" можно сделать вывод, что в кимберлитах трубок Ботуобинская и Нюрбинская сохранились вектора ЕОН первичной природы. Аналогичные кимберлитам направления характеристической ЕОН зарегистрированы в долеритах из разных интрузивных тел ВМЗР, отобранных на рр. Тюнг и Кюленкэ (рис. 1). Прямо противоположное им направление характеристической ЕОН зарегистрировано в дайке долеритов р. Марха. Расчеты средних палеомагнитных направлений и полюсов кимберлитов и траппов ЯАП приведены в таблице.

Вектора ЕОН, установленные в кимберлитовых трубках Ботуобинская и Нюрбинская и ряде базитовых интрузий ВМЗР, характерны для одной эпохи тектоно-магматической активизации. Об их синхронности свидетельствует положительный тест "обращения":  $\gamma = 15.4^{\circ}$  при критическом угле  $\gamma_{cr} = 17.9^{\circ}$ . Рассчитанный по ним палеомагнитный полюс совпадает с траекторией кажущейся миграции полюса (ТКМП) Сибири [Печерский, Диденко, 1995] в пределах 420±10 млн. лет, что хорошо согласуется с определениями абсолютного возраста [Саблуков и др., 2009; Shamshina, Zaitsev et al., 1998]. Материалы настоящих исследований значимо отличаются от ранее полученных результатов по кимберлитам и траппам ЯАП (рис. 2, табл. 1), возраст которых оценивается как позднедевонскийраннекарбоновый (D<sub>3</sub>-C<sub>1</sub>) [Kravchinsky et al., 2002].

Таким образом, независимые палеомагнитные данные подтверждают существование на территории ЯАП позднесилурийской-раннедевонской (S<sub>2</sub>-D<sub>1</sub>) эпохи кимберлитообразования.

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Брахфогель Ф.Ф. Геологические аспекты кимберлитового магматизма северо-востока Сибирской платформы. Якутск: Изд-во ЯФ СО АН СССР, 1984. 128 с.
- Зайцев А.И., Корнилова В.П., Фомин А.С. и др. О возрасте кимберлитовых пород Накынского поля (Якутия) // Проблемы алмазной геологии и некоторые пути их решения. Воронеж, 2001. С. 47–54.
- 3. Кривонос В.Ф. // Отечественная геология. 1997. № 1. С. 41–51.
- 4. Масайтис В.Л., Михайлов М.В., Селивановская Т.В. Вулканизм и тектоника Патомско-Вилюйского авлакогена. М.: Недра, 1975. 183 с.

- Мащак М.С., Наумов М.В. Среднепалеозойский базитовый магматизм Накынского кимберлитового поля и проблема возраста кимберлитов // Эффективность прогнозирования и поисков месторождений алмазов: прошлое настоящее и будущее (АЛМАЗЫ 50). МПР РФ, ВСЕГЕИ, "АЛРОСА", 2004. С. 224–226.
   Печерский Д.М., Диденко А.Н. Палеоазиатский
- Печерский Д.М., Диденко А.Н. Палеоазиатский океан: петромагнитная и палеомагнитная информация о его литосфере. М.: ОИФЗ РАН, 1995, 298 с.
- 7. Саблуков С.М., Саблукова Л.И., Стегницкий Ю.Б. и др. Вулканические породы трубки Нюрбинская: отражение состояния верхней мантии от рифея до карбона, геодинамические следствия // Труды VIII международного семинара "Глубинный магматизм, его источники и плюмы". Владивосток: Ин-т географии СО РАН, 2009. С. 132–165.
- 8. **Храмов А.Н., Гончаров Г.И и др.** Палеомагнитология. Л.: Недра, 1982. 312 с.
- 9. Шаталов В.И., Тарабукин В.П., Боланев В.С. и др. // Отеч. геология. 1999. № 4. С. 3–4.
- Agashev A.M., Fomin A.S., Watanabe T. et al. Preliminary age determination of recently discovered kimberlites of the Siberian kimberlite province // 7-th IKC. Cape Town. Extended Abstracts. 1998. P. 9–10.
- 11. Kravchinsky V.A., Konstantinov K.M. et al. Paleomagnetism of East Siberian traps and kimberlites: two new poles and paleogeographic reconstructions at about 360 and 250 Ma / Geophys. J. Int. (2002) № 48. p. 1–33.
- p. 1–33.
  12. Shamshina E.A., Zaitsev A.I. New age of Yakutian kimberlites // 7-th IKC. Cape Town. Extended Abstracts. 1998. P. 783–784.

## ПРОЯВЛЕНИЯ СОВРЕМЕННЫХ ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ В ИЗМЕНЕНИЯХ УРОВНЯ ВОДЫ В СКВАЖИНЕ Е-1, ВОСТОЧНАЯ КАМЧАТКА

## © 2011 г. Г. Н. Копылова

Камчатский филиал Геофизической службы РАН, Петропавловск-Камчатский, gala@emsd.ru

Геодинамический режим Восточной Камчатки характеризуется высоким уровнем сейсмичности в пределах области взаимодействия Тихоокеанской океанической и Охотоморской континентальной литосферных плит, а также проявлениями современного вулканизма. Проведение многолетних наблюдений за режимом подземных вод с целью выделения современных геодинамических сигналов в изменениях химического состава и уровня воды является одним из методов прогноза сильных землетрясений и извержений вулканов, сопровождающихся катастрофическими последствиями для населения и окружающей среды. На рис. 1 приводится схема расположения гидрогеологических пунктов в районе г. Петропавловска-Камчатского, на которых проводятся наблюдения КФ ГС РАН и ОАО "Камчатгеология" (скв. 1303). Продолжительность непрерывных наблюдений на различных скважинах составляет от 39 до 10 лет.

В изменениях химического состава воды самоизливающихся скважин на станциях Пиначево и Морозная выделены аномалии продолжительностью от 1 до 9 месяцев перед сильными тектоническими землетрясениями (магнитуды M=6.6–7.8, рассто-



Рис. 1. Карта района и расположение наблюдательных скважин.

1 – действующие вулканы; 2 – эпицентры землетрясений Корякского роя 2008–2010 гг., К<sub>3</sub>=3.1–8.3; 3 – пункты наблюдений за химическим составом подземных вод; 4 – наблюдательные пьезометрические скважины.

яния R=90–320 км). Эти аномалии в [Копылова и др., 1994; Хаткевич, Рябинин, 2004] классифицировались в качестве гидрогеохимических предвестников таких сейсмических событий. Перед сильнейшим Кроноцким землетрясением 5 декабря 1997 г., M=7.8 в пьезометрических скважинах Е-1 и ЮЗ-5 в течение трех недель проявлялся гидрогеодинамический предвестник в форме бухтообразного понижения уровней воды [Копылова, 2006].

Скв. Е-1 вскрывает в диапазоне глубин 625– 645 м слабообводненный резервуар газонасыщенных минеральных вод в туфах поздненеогенового возраста. В структурном плане скважина расположена в пределах Авачинской вулканотектонической депрессии. Примерно перед 70% тектонических землетрясений 1987–2007 гг. с  $M \ge 5$ ,  $R \le 350$  км в скв. Е-1 происходило понижение уровня воды с повышенной скоростью в течение времени от недели до первых месяцев. Этот признак был выделен в гидрогеодинамический предвестник, и с 2002 г. проводится его опытное применение в практике среднесрочного прогнозирования землетрясений Камчатки. По ретроспективным оценкам, использование такого предвестника улучшает примерно в три раза прогнозирование сильных землетрясений, по сравнению со случайным угадыванием [Копылова, 2001, 2008].

С середины 2006 по декабрь 2009 гг. в скв. Е-1 развивался тренд повышения уровня с аномально высокой скоростью (рис. 2). Суммарная амплитуда повышения уровня составила 1 м 22 см. Такое повышение рассматривается как реакция резервуара подземных вод в неогеновых вулканогенноосадочных отложениях Авачинской вулканотектонической депрессии на развитие деформации объемного сжатия, вызванное подготовкой и реализацией сейсмической и парогазовой активизации вулкана Корякский в 2008–2009 гг.

Сопоставление изменений уровня воды с основными фазами сейсмической и паро-газовой акти-



**Рис. 2.** Изменение уровня воды в скважине Е-1 в мае 2005–2010 гг. в сопоставлении с сейсмической и парогазовой активностью вулкана Корякский.

*a* – изменения уровня воды по данным цифровых и ручных измерений (горизонтальной линией показан интервал времени усиления парогазовой деятельности); *б* – землетрясения с величинами энергетических классов К<sub>5</sub>=3.1–8.3 в районе влк. Корякский; *в* – суммарное за месяц количество землетрясений (цифрами обозначены максимумы сейсмической активности: 1 – март 2008 г., 2 – октябрь 2008 г., 3 – апрель 2009 г., 4 – август 2009 г.).



**Рис. 3.** Вариации уровня воды скважине Е-1 в 2005–2010 гг. в сопоставлении с развитием сейсмичности в районе вулкана Корякский и моментами сильных тектонических землетрясений.

а – суточная скорость изменения уровня воды с компенсированными баровариациями (жирной линией показано осреднение среднесуточных данных в окне 15 сут); б – землетрясения в районе влк. Корякский с  $K_s \ge 4.0$ ; в – среднесуточная скорость изменения уровня воды, корректированная за счет средней скорости тренда (горизонтальными линиями обозначены времена проявления гидрогеодинамического предвестника в изменениях уровня воды); г – тектонические землетрясения с  $M \ge 5.0$  на расстоянии  $R \le 350$  км от скважины: цифрами обозначенным номера сейсмических событий (табл. 1).

визации влк. Корякский [Селиверстов, 2009] показывает, что развитие тренда началось примерно за 2 года до возникновения роя землетрясений с К<sub>макс</sub>=8.3 в пределах субмеридиональной зоны (рис. 1) и за 2.5 года до усиления фумарольной деятельности. Максимальная скорость повышения уровня (до 0.15 см/сут) наблюдалась во второй половине 2007 г. (рис. За) и предшествовала усилению сейсмичности в районе влк. Корякский. Во время развития роя землетрясений и интенсивной паро-газовой деятельности (с марта 2008 г. по август 2009 г.) скорости повышения уровня были меньше (0.10-0.05 см/сут). Повышение уровня закончилось примерно одновременно с окончанием роя землетрясений и паро-газовой активизации вулкана. С января 2010 г. по настоящее время

(апрель 2011 г.) наблюдается стабилизация гидродинамического режима скважины.

По величине суммарной амплитуды повышения уровня воды с учетом эффекта инерционности водообмена между резервуаром и стволом скважины выполнены оценки величины объемного сжатия ( $\Delta \epsilon$ ) в районе скв. Е-1 для статически изолированных условий в системе "скважина–резервуар" ( $\Delta \epsilon = -(4.1-9.9) \times 10^{-6}$ ). В качестве источника деформации сжатия рассматриваются тектономагматические процессы в верхних горизонтах земной коры района влк. Корякский, сопровождавшиеся сейсмической активизацией и усилением фумарольной паро-газовой деятельности.

Во время действия источника объемного сжатия наблюдалось понижение чувствительности сква-

жины к процессами подготовки сильных тектонических землетрясений. Это проявилось в том, что гидрогеодинамический предвестник в форме понижения уровня воды с повышенной скоростью не проявлялся с середины 2007 по 2009 гг. (рис. 3, табл. 1). В 2010 г., после окончания развития восходящего тренда, чувствительность скв. Е-1 к процессам подготовки сильных тектонических землетрясений восстановилась.

Многолетний мониторинг вариаций уровня воды показал уникальную чувствительность гидродинамического режима скважины Е-1 по отношению к процессам подготовки сильных землетрясений, возникающих в результате поддвига океанической плиты под плиту континентального типа, а также по отношению к тектоническим процессам в недрах Авачинской депрессии, сопровождающихся активизацией вулканической деятельности. На примере этой скважины показано, что, по крайней мере, два вида современных геодинамических процессов: 1 - подготовка и реализация сильных тектонических землетрясений и 2 - локальные движения в пределах континентальной коры, сопровождающиеся вулканической активизацией, могут "накладываться" друг на друга и вызывать перекрывающие друг друга отклики в изменениях уровня воды.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Копылова Г.Н. Изменения уровня воды в скважине Елизовская-1, Камчатка, вызванные сильными землетрясениями (по данным наблюдений в 1987–1998 гг.) // Вулканология и сейсмология. 2001. № 2. С. 39–52.
- Копылова Г.Н. Изменения уровня воды в скважине ЮЗ-5, Камчатка, вызванные землетрясениями // Вулканология и сейсмология. 2006. № 6. С. 52–64.
- Копылова Г.Н., Оценка сейсмопрогностической информативности данных уровнемерных наблюдений на скважине Е1, Камчатка (по данным наблюдений 1996–2007 гг.) // Геофизический мониторинг и проблемы сейсмической безопасности Дальнего Востока: тр. региональной научно-техн. конф. Т. 2. Петропавловск-Камчатский: ГС РАН, 2008. С. 24–28.
- Копылова Г.Н., Сугробов В.М., Хаткевич Ю.М. Особенности изменения режима источников и гидрогеологических скважин Петропавловского полигона (Камчатка) под влиянием землетрясений // Вулканология и сейсмология. 1994. № 2. С. 53–70.
- 5. Селиверстов Н.И. Активизация вулкана Корякский на Камчатке // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2009. № 1. Вып. 13. С. 7–9.
- Хаткевич Ю.М., Рябинин Г.В. Гидрогеохимические исследования на Камчатке // Комплексные сейсмологические и геофизические исследования Камчатки. Петропавловск-Камчатский: Камчатский печатный двор, 2004. С. 96–112.

# КОЛИЧЕСТВЕННАЯ ОЦЕНКА АКТИВНОСТИ ПРОЯВЛЕНИЯ ДИЗЬЮНКТИВОВ В ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ПОЛЯХ С ЦЕЛЬЮ ВЫЯВЛЕНИЯ ГЕОПАТОГЕННЫХ ЗОН НА ЮГО-ВОСТОЧНОМ КАВКАЗЕ АЗЕРБАЙДЖАНА

## © 2011 г. В. В. Коробанов

Институт геологии НАН Азербайджана, Баку, s.korobanov@mail.ru

В научном мире сейчас много внимания уделяется геоактивным, геопатогенным зонам. Это связано с появлением новых направлений в науках о Земле – биогеофизики, геоэкологии, эниологии, изучающих влияние различных космических, геологогеофизических факторов окружающей среды на человека и связанными с ними медикобиологические проблемы.

На имеющимся фактическом материале и конкретных примерах уже давно выявлена ведущая роль геомагнитных и гравитационных полей, солнечной активности и иных причин влияющих на психо-физическое состояние, здоровье людей, животных, растений и микроорганизмов.

С этой целью во многих странах мира и в РФ уже созданы и формируются новые организации по геоэкологии, бигеофизике, изучающих биологическое воздействие геофизических полей и их аномалий на человека с целью охраны здоровья граждан. По этой тематике организуются различные комиссии и проводятся семинары, конференции с участием геологов, геофизиков, геохимиков, медиков, экологов и операторов биолокации, которые отмечают исключительно высокую социальную значимость решения этой проблемы для здоровья людей.

Нашим скромным посильным вкладом в решение этой проблемы явилась разработанная методика и практическое ее применение в ШамахаИсмаилинском полигоне ЮВ Кавказа Азербайджана. При выборе этого полигона автор руководствовался стремлением получить для исследований гетерогенную структурно-вещественную, пространственно-временную и геодинамически активную геологическую среду (систему).

Согласно современному (самому последнему) тектоническому районированию полигон входит в состав мегазоны Южного склона Большого Кавказа и в пределах Азербайджана и охватывает с севера на юг: Загатала- Говдагскую зону (Дуруджинскую и Говдаг-Сумгайытскую подзоны), Кахетии-Вандам-Сумгайытскую мегазону, Вандамскую зону (Дашгыл – Лахыджскую подзону), Шамахы-Гобустанскую зону (Шамахинский сегмент). Все упомянутые структуры отделены и осложнены межзональными, подзональными и внутризональными дизьюктивами. К межзональным дизьюктивам относятся: Кайнарский, Бадалдаринский и Зангинский глубинные разломы (взбросо-надвиги). К внутризональным и подзональным дизьюктивам принадлежат: Ахохчай-Лагич-Сулутчайский, Ахохчай-Ельгодык-Ахсуинский, Ахохчай-Гендоб-Ахсуинский региональные разрывы (рис. 1).

Переходя к методической части работы отметим, что одним из существующих методов выделения дизьюктивов (разломов, региональных разрывов) является количественный анализ первых



Рис. 1. Схема расположения дизьюнктивов района исследования.

и вторых производных функции геофизического поля (гравитационного, магнитного ит.д.), хорошо зарекомендовашийся себя в геофизике и описанный в имеющейся литературе. В нашем случае этим способом проведена количественная оценка ("оцифровка") фактора (Ф) активности проявления уже известных дизьюктивов в геофизических полях: гравитационном – Фг и магнитном – Фм. С этой целью с определенным (рассчитанным)шагом "оцифровали" каждый дизьюктив по простиранию. На основании полученных данных построили графики изменения значений Фг и Фм вдоль каждого дизьюктива, а уже по ним высчитали значения среднего уровня  $\overline{\Phi \Gamma}$  и  $\overline{\Phi M}$ , максимального размаха колебаний значений  $\Delta \Phi \Gamma$  и  $\Delta \Phi M$ , а также – отражены в форме таблиц, для последующего анализа, включая и синергетический.

Сравнивать между собой дизьюктивы по точечным значениям Фг и Фм нерационально поэтому мы соответствующей методике провели их ранжирование, результаты которого в надежность (генерализация) отображения и сопоставления информации.

В работе изучались и синергетические аспекты – выявление скрытой периодичности как формы самоорганизациив геологических системах, а конкретно – спектральная оценка активности проявления дизьюктивов в геофизических полях Фг и Фм. Расчеты амплитудного спектра колебаний значений Фг и Фм вдоль дизьюктивов выполнены по специальным программам на ПК. По результатам этих расчетов вычерчены графики амплитудного спектра значений Фг и Фм вдоль каждого дизьюктива и составлены таблицы этих значений.

Дальнейшим шагом в этой работе явился много (двух) факторный анализ активности проявление резервов в гравитационном и магнитном полях. Для решения этой задачи использовалась техника дисгармонических оценок, которая характеризуют меру согласованности факторов кооперативного эффекта определяющих конечный результат. По каждому фактору (Фг и Фм) для всех объектов (ТН -точек наблюдений) рассчитывалась децисигмальная оценка, а по всем факторам – средняя комплексная оценка. Также как и в предыдущих случаях составлялись графики этих значений, схемы ранжирования, амплитудные спектры, а в конце вычислялась оценка степени согласованности дицисигнальных оценок факторов Фг и Фм для каждого дизьюктива, а также средний дисгармонический коэффициент для каждого дизьюектива.

Системный анализ фактора активности проявления дизьюктивов в гравитационном (Фг) и магнитном (Фм) полях выявил ряд интересных особенностей и закономерностей.

Анализ значений Фг дизьюнктивов и Фг схем ранжирования показал, что высокие их значения характерны для внутренних разрывов Вандамской тектонической зоны и для Бадалдаринского разлома, а низкие – для Кайнарского и Зангинского разломов и Ахохчай-

Анализ по спектрам дизьюнктивов установил в вариационном ряду всех значений  $\lambda_{\phi_{\Gamma}}$  (длинна волны по  $\Phi_{\Gamma}$ ) 4 интервалла значений: I – 53, 40 км; II – 29, 26 км; III – 18, 17, 14, 12, 11, 10 км и IV – 8, 7, 6, 5, 4 км. Частота повторения  $N_{\phi_{\Gamma}}$  наиболее высокая для значений  $\lambda_{\phi_{\Gamma}}$  равных 5 и 4 км.

Анализ значений Фм дизьюктивов и Фм схем ранжирования показал, что высокие их значения наблюдаются у Ахохчай-Сулутчайского разрыва, а наименьшие – у Бауулдаринского разлома. Четкие и резкие аномалии – "выбросы" в значениях Фм зафиксированы при пересечении дизьюктивов с центрами меловых палеовулканов – Ахохчайским, Инакчинским, Гаранаурским, Джульгинским и Сулутчайской магнитной аномалией.

Анализ по спектрам дизьюктивов установил в вариационном ряду всех значений  $\lambda_{\phi M}$  4 интервала значений I – 58, 42 км; II – 22, 21 км; III – 12, 10, 9, 6 км и IV – 4, 5, 3, 2 км. Частота повторения  $N_{\phi M}$  наиболее высокая для значений  $\lambda_{\phi M}$  3 и 4 км.

Многофакторный анализ активности проявления дизьюктивов в гравитационном (Фг) и магнитном (Фм) полях также выявил ряд интересных закономерностей. Анализ графиков, таблиц и схем ранжирования по многофакторному анализу дизьюктивов по Фг и Фм показал, что высокие значения Нј (средней комплексной оценки дизьюктива по всем факторам), Дј (оценка степени согласованности децисигмальных оценок факторов) и Нр (средняя комплексная оценка по одному фактору) и Др (средний дисгармоничный коэффициент для дизьюктива) характерна для Зангинского, Кайнарского и Бадалгаринского разломов, а низкие – для разрывов,осложняющих структуры по Вандамской тектонической зоне.

Геологическая интерпретация графиков значений Нј и Дј вдоль дизьюктивов свидетельствует о том, что фрагменты дизьюктивов с высокими значениями разницы между уровнями Нј и – Дј преимущественно приурочены к узлам пересечения продольных и поперечных дизьюктивов, а с низкими – к центральным частым межузловых участков.

Анализ по спектрам дизьюктивов установил в вариационном ряду всех значений  $\lambda_{\rm Hj}$  5 интервалов значений : I – 67, 64, 63 км; II – 37, 34, 26 км; III – 24, 23, 21, 18км и IV – 14, 13, 12, 11, 10, 9 км и V – 8, 7, 6, 5, 4, 3, 2 км. Частота повторения  $N_{\rm Hj}$  наиболее высокая  $\lambda_{\rm H}$  5 и 4 км.

Проведенные автором исследования установили:

1. Наличие фрагментов дизьюктивов и их узлов пересечения с высокой разницей значений между средней комплексной оценкой дсогласованнойти действия изьюктивов и оценкой факторов (кооперативного эффекта), которые возможно могут быть геотапатогенными зонами (ВГПЗ – возможные геопатогенные зоны). 2. Наличие сложной сисьемы гравитационных и магнитных сеток (Коробанова), с наибольшей частотой повторения размеров ячейки 3.4 и 5 км. Возможно они каким-то образом связаны с линеаментами и сетками Хартмана, Кадри, Витмана, Малиновского и Мовчуна.

3. Геоботаническое подтверждение (аномальный характер растительности, мутации, специфи-

ческие наросты и виргация скрутки, резкий уход в сторону в нижней части стволов деревьев) геопатогенности некоторых из выделенных в настоящей работе "аномальных" фрагментов дизьюктивов и узлов их пересечения.

4. Необходимость дальнейших системных исследований по этой проблеме.

# МОДЕЛЬ ЯДРА ПО РЕЗУЛЬТАТАМ МОДЕЛИРОВАНИЯ МАГНИТНОГО ПОЛЯ ЗЕМЛИ

### © 2011 г. В. А. Кочнев

Институт вычислительного моделирования СО РАН, Красноярск, kochnev@icm.krasn.ru

Геологи в отчаянии отвернулись от предмета [строения Земли], оставив центр Земли для развлечения математикам.

Ричард Диксон Олдчелл (1858–1936) [Болт, 1984]

Ядро является кухней, где зарождаются геодинамические процессы Земли.

Н.Л.Добрецов на конференции при представлении работы [Добрецов, 2010]

Приведенные в виде эпиграфов тезисы иллюстрируют тот факт, что проблема строения ядра интересует и важна не только для математиков, геофизиков, но и геологов. В частности, геологи [Добрецов, 2010; Larson, Olson, 1991] предполагают, что после тектонически активных циклов во внешнем ядре Земли ослабевают или прекращаются конвекционные дви-



**Рис. 1.** а) исходная модель ядра; б) Z-компонента поля от модели; в) Z-компонента поля IGRF-2005, северное полушарие; г) Z-компонента поля IGRF-2005, южное полушарие; д) разность Z-компонент исходного и модельного полей, северное полушарие; е) разность Z-компонент исходного и модельного полей, кожное полушарие; е) разность Z-компонент исходного и модельного полей, кожное полушарие.



**Рис. 2.** а) эффективная намагниченность северного полушария; б) эффективная намагниченность южного полушария; в) разрез ядра по сечению, указанному выше; г) разрез ядра по сечению, указанному выше; д) графики Z-компоненты исходного и модельного поля и их разность (после решения обратной задачи) по сечениям, указанным выше; е) графики Z-компоненты исходного и модельного поля и их разность (после решения обратной задачи) по сечениям, указанным выше.

жения, что ослабляет магнитное поле. Приведем дословно выдержку из работы [Добрецов, 2010]. "В любом случае мантийные плюмы являются эффективным механизмом выноса тепла от внешнего ядра и в периоды усиления плюмовой активности, совпадающие, как правило, с ослаблением и замедлением процессов субдукции, происходит остывание внешнего ядра, ослабевает или исчезает турбулентность течений в нем и исчезают инверсии магнитного поля."

По современным представлениям [Яновский, 1978; Моффат, 1980; Roberts, Glatzmaier, 2000], глобальное магнитное поле Земли вызвано электрическими токами, возникающими в ядре вследствие движения флюидов, проводящих ток. Анализируя литературу по геодинамо, мы заметили, что основное внимание в ней уделяется физикоматематическим проблемам самовозбуждающегося динамо. В некоторых работах делалась попытка аппроксимировать модель ядра с помощью ограниченного числа диполей [Ботвиновский, 2000; Демина, Фарафонова, 2004]. Также известна модель, состоящая их 4 диполей (квадруполь) [Яновский, 1978]. Во всех этих моделях основным является центральный диполь, создающий 60–80% основно-го магнитного момента.

В данной работе рассчитывается модель эффективной намагниченности 460 прямоугольных призм ядра, которая бы давала поле, совпадающее с известным. В настоящее время магнитное поле благодаря спутниковым наблюдениям является наиболее изученным на разных высотах.

В качестве априорной примем модель ядра с эффективной намагниченностью около 570 А/м, что соответствует среднему магнитному моменту Земли. На рис. 1 приведена модель однородно намагниченного ядра, модельное магнитное поле, магнитные поля в северном и южном полушарии (вид с северного полюса) и разности полей исходного и модельного. Сравнивая реальные поля с модельными, видим, что они сильно отличаются. В разностях отчетливо выделяются три основных положительных глобальных аномалии: канадская, сибирская (в северном полушарии) и австралийская в южном. К рис. 1 следует сделать следующие пояснения. 1) На рисунках приведены положение полюса (pol) и городов Оттава (OTW), Лондона (LON), Екатеринбурга (ЕКТ), Красноярска (KRS), Токио (TOK) в северонм полушарии и Канберры (CNB), Пунта-Аренас (PAR) – в южном, отмеченные окружностями. 2) Приводится поле Z-компоненты магнитного поля в геоцентрической системе координат, в которой Z-компонента направлена не к центру Земли, а к южному полюсу вдоль оси вращения Земли. Ранее подобная задача нами решалась по абсолютному значению вектора [Кочнев, Гоз, 2011].

С использованием пакета ADM-3D [Кочнев, Гоз, 2006] по Z-компоненте магнитного поля решалась обратная задача, в которой уточнялась модель ядра, включающая 460 прямоугольных призм. Результаты решения видим на рис. 2. Сверху приведены эффективные намагниченности северного и южного полушария ядра. В северном полушарии вдоль меридиана 0–180 видим минимальные намагниченности (около 66 A/м), а в экваториальных частях – максимальные (около 1440 A/м). В южном полушарии ядра (вид со стороны северного полюса) видим отчетливые аномалии с максимумами около 1600 А/м и минимумом около –500 А/м.

Таким образом, магнитные поля создаются тремя вихрями токов, которые по аналогии с аномалиями, которые они создают на поверхности, назовем канадским, сибирским и австралийским. Аномалии пониженных значений поля, находящиеся во внешней части вихрей, создаются этими же вихрями. Для того, чтобы создаются токую эффективную намагниченность, в соответствии с правилом буравчика, ток должен окаймлять положительные аномалии по их изолиниям и течь по часовой стрелке (так как силовые линии **Z-компоненты поля входят с се**верного полюса к южному).

Таким образом, модель ядра по приведенным результатам, является существенно асимметричной

и неоднородной. Результаты моделирования являются устойчивыми, что было проверено большим числом численных экспериментов.

На рис. 2 ниже показаны разрезы по указанным выше сечениям и графики исходные, модельные и их разности. Графики практически совпадают и разности близки к 0.

В докладе будут представлены новые результаты моделирования динамики изменения поля и модели за период с 1980 по 2005 год, а также варианты геодинамической интерпретации, направленной на поиск связей полученной модели эффективной намагниченности ядра, мантии и коры с глобальными тектоническими и вулканическими процессами.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- 1. Болт Б. В глубинах Земли. М.: Мир, 1984.
- Ботвиновский В.В. Моделирование генератора главного магнитного поля Земли с помощью магнитных диполей и токовых контуров. Автореферат дисс. на соиск. уч. степ. к.ф.-м.н. // Новосибирск, 2000.
- Демина И.М., Фарафонова Ю.Г. Дипольная модель главного магнитного поля Земли в XX веке. // Геомагнетизм и аэрономия. 2004. № 44. С. 565–570.
- Добрецов Н.Л. Глобальная геодинамическая эволюция Земли и глобальные геодинамические модели // Геология и геофизика. 2010. С. 761–779.
- 5. Кочнев В.А., Гоз И.В. Нераскрытые возможности магнитометрии // Геофизика. 2006. С. 51–55.
- Кочнев В.А., Гоз И.В. Модель источников магнитного поля ядра Земли, полученная в результате решения обратной задачи магнитометрии // Вопросы теории и практики геологической интерпретации геофизических полей: мат-лы 38-й сессии Международного семинара им. Д.Г. Успенского. Пермь, 2011.
- 7. **Моффат Г.** Возбуждение магнитного поля в проводящей среде. М.: Мир, 1980. 335 с.
- 8. Яновский Б.М. Земной магнетизм. Л., 1978. 592 с.
- Larson R.L., Olson P. Mantle plumes control magnetic reversal frequency // Earth Planet. Sci. Lett. 1991. № 107. C. 437–447.
- 10. Roberts P.H., Glatzmaier G.A. Geodynamo theory and simulations // Rev. Mod. Phys. 2000. № 72. C. 1081.

## ТРИАСОВЫЙ ВУЛКАНИЗМ ЦЕНТРАЛЬНЫХ РАЙОНОВ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ

### © 2011 г. В. Г. Криночкин, Ю. Н. Федоров

ООО КогалымНИПИнефть, Тюмень, KrinochkinVG@tmn.lukoil.com

Строению доюрского основания Западной Сибири посвящено значительное количество работ, в которых отражены различные вопросы стратиграфии, тектоники, магматизма и поисков нефти и газа. Прежде всего, это исследования Н.Н. Ростовцева, В.С. Суркова, А.А. Трофимука, А.Э. Конторовича, И.И. Нестерова, П.К. Куликова, В.С. Бочкарева, О.Г. Жеро, М.Я. Рудкевича и многих других. Тем не менее, до настоящего времени многие вопросы геологии доюрских толщ остаются дискуссионными. Основные трудности познания их строения связаны с тем, что залегают они на значительных глубинах, устроены достаточно сложно, а количество глубоких скважин, вскрывающих отложения очень незначительно. По данным [Мясникова и др., 2005], например, для Среднеобской НГО изученность бурением составляет 357 км<sup>2</sup>/скв., т.е. одна скважина на 357 км<sup>2</sup>, а Фроловской – 476 км<sup>2</sup>/скв. Поэтому исследователям приходится использовать геофизические данные как основную информацию о строении доюрских толщ.

В основу предлагаемой схемы доюрских образований и площадного картирования положены определения доюрских пород по керну глубоких скважин и данные гравиразведочных, магниторазведочных и сейсморазведочных работ. Параллельно с районированием потенциальных полей изучались временные разрезы региональных профилей МОГТ. На них, ниже ОГ А, выделено два типа волновой картины, которым придано определенное геологическое содержание. Первый тип обладает хаотической записью или динамически невыдержанными, разнонаклонными, интерферирующими, непротяжёнными осями синфазности. Он сопоставляется с отложениями в возрастном диапазоне от условно нижнего протерозоя до верхнего палеозоя включительно. В его пределах широко представлены и плутонические комплексы. Второй тип волновой картины характеризуется наличием довольно протяжённых, динамически выраженных отражений с плоскопараллельным или параллельноволнистым рисунком записи, наклонных или субгоризонтальных, по пространственной форме типа заполнения впадин. Этот тип волновой картины по материалам бурения отождествлен нами с отложениями триаса. Распространенность их значительно больше, чем предполагалось ранее [Сурков, Жеро, 1981]. Как оказалось, значительная часть территории (не менее 50%) центральной части ЗСП, от Урала на западе до р. Енисей на востоке, перекрыта породами триаса. Можно предполагать, что к началу юрского периода распространенность их была еще больше, а в юре часть отложений эродирована. Ниже кратко изложена современная распространенность образований триаса.

В западной, приуральской части территории в 2002-2004 гг. впервые выделен и изучен Северо-Сосьвинский грабен [Федоров и др., 2003а], который, как оказалось, является одним из крупнейших грабенов Западной Сибири. Грабен протягивается в меридиональном направлении вдоль восточного склона горного Урала более чем на 300 км при ширине до 80-100 км. Анализ геологического строения этой части территории проведен по региональным профилям МОГТ и данным бурения глубоких скважин: Саранпаульская 5, Сарманская 1П, Южно-Сарманская 11204, Нерохская 11201, Мапасийская 11203, Усть-Тапсуйская 4, Питингская 7, Усть-Ляпинская 150 и Ляпинская 31. Строение грабена ассиметричное: западный борт крутой, осложненный ступенчатыми сбросами с суммарной амплитудой более 1000 м, восточное крыло пологое, практически не осложненное разломами (рис. 1). Нижняя часть разреза представлена осадочновулканогенной (базальтовой) толщей, мощностью около1300 м, сопоставляемой с туринской серией и выделенной в тапсуйскую свиту. Базальты, как правило, имеют миндалекаменное строение, афировые структуры основной массы – обычно интерсертальные, моноклинный пироксен хлоритизирован; интрузивные долериты и долерито-базальты имеют кайнотипный облик и менее изменены, по сравнению с базальтами. Предполагается, что интрузивные долериты занимают не менее 30% объема всего разреза. Преобладают в разрезе вулканические образования, преимущественно базальты и их туфы, осадочные породы развиты в очень незначительном количестве. Скв. 4 Усть-Тапсуйской площади ниже толщи базальтов в интервале 1616–1750 м вскрыта пачка осадочных пород (песчаники, алевролиты), отличающиеся от осадочных пород верхней терригенной свиты преобладанием монтмориллонита (над каолинитом) в глинистой фракции. Из аргиллитов в интервале 1657–1660 м [Федоров и др., 2003а] выделены и определены (сборы проб Ю.Н.Федорова, определения Н.К.Глушко) палино-



Рис. 1. Сейсмо-геологическая модель строения доюрских образований (фрагмент сейсмического профиля 01900130).

логические комплексы, позволяющие датировать нижнюю часть разреза ранним триасом (вероятнее всего оленекский ярус). В скв. 31 Ляпинской в интервале 2121-2127 м вскрыта пачка лавобрекчий вулканитов кислого состава, выше и ниже которых по разрезу залегают базальты. Возраст описанной вулканической части разреза, сложенной базальтами и их туфами, силами долеритов, маломощными слоями вулканитов кислого состава датирован K-Ar, U-Pb, Rb-Sr и Sm-Nd радиологическими методами [Иванов и др., 2005]. Самые древние датировки получены U-Pb методом (255.4 ± 7.7, 253.3 ± 3.4 млн. лет); Rb-Sr изохрона базальтов Нерохской скважины показала 232 ± 15, а Sm-Nd изохрона – 234 ± 16 млн. лет. Полученные данные позволяют считать возраст нижней существенно вулканогенной части разреза ранне- среднетриасовым. Верхняя часть разреза залегает с перерывом на нижней свите, сложена терригенными континентальными отложениями с прослоями бурых углей и выделена в нерохскую свиту. Мощность ее также около 1300 м. Возраст верхней толщи определен по палинологическим данным как ладинско-рэтский, вероятно, самая верхняя часть ладинского яруса среднего триаса и по рэтский ярус верхнего триаса включительно [Федоров и др., 2003а]. Таким образом, можно констатировать, что в Северо-Сосьвинском грабене развиты терригенно-вулканогенные отложения в возрастном диапазоне от раннего триаса до рэтского яруса триаса включительно суммарной мощностью до 2600 м.

Следующий грабен расположен в 150 км к востоку от Северо-Сосьвинского. Он представляет собой зону шириной около 100 км и длиной более 500 км,

в пределах которой, на фоне триасовых образований, выделяются небольшие горсты палеозойских пород. Отложения триаса изучены сейсморазведкой МОГТ и бурением с севера на юг на Лыхминской, Восточно-Лыхминской, Шеркалинской, Инжегорской, Терпеевской, Талинской, Южно-Талинской, Яхлинской и др. площадях. Комплекс пород представлен основными и кислыми эффузивами и их туфами, терригенными отложениями: серо- и пестроцветными песчаниками, алевролитами, аргиллитами, относимыми к туринской серии [Криночкин и др., 2001, 2005]. В отложениях многих скважин грабена определены споро-пыльцевые комплексы или фаунистические остатки, позволяющие определить возраст пород от раннего до позднего триаса. Из вулканических пород выполнены определения абсолютного возраста пород K-Ar методом и U-Pb по цирконам [Иванов и др., 2005]. Максимальная мощность триасовых образований по данным сейсморазведки достигает 3000 м. Данную структуру предлагается наименовать Шеркалинским грабеном по приуроченности ее к Шеркалинскому мегасинклинорию, выделенному В.С. Сурковым еще в 1981 г. Даниловский грабен [Федоров и др, 20036] является лишь небольшой частью этого крупного грабена.

К востоку от Шеркалинского грабена, в его средней части, откартирована впадина северо-западной ориентировки (Рогожниковский грабен протяженностью 200 км, шириной 70 км), выполненная осадочно-вулканогенными образованиями триаса, изученными более чем в 70 глубоких скважинах. Отличительной особенностью данной структуры является наличие большого количества кислых вулканитов. Можно предполагать, что сформировалась она на древнем сиалическом основании, которое выходит на предъюрский срез на Красноленинском своде. Время формирования пород кислого вулканического комплекса относится по данным абсолютного возраста пород U-Pb методом и споропыльцевым комплексам к поздней перми-раннему триасу. Суммарная максимальная мощность триасовых образований во впадине по материалам МОГТ около 3500-4000 м [Голубева и др., 2001].

Восточнее Шеркалинского грабена, через узкую и прерывистую зону палеозойских выступов распространена обширная область развития вулканических пород триасового возраста. Эта раннемезозойская вулканическая область почти полностью охватывает Ханты-Мансийскую и Юганскую впадины, Сургутский свод, Ярсомовский прогиб и западное крыло Нижневартовского свода. Большая часть отложений изучена бурением в объеме конитлорской свиты позднего триаса и туринской серии нижнего – верхнего триаса ("Стратиграфические схемы", 2004). Наиболее полные разрезы изучены в скважинах Вать-Еганской (182– 150 м), Верхнегальнадской (845–240 м), Дружной (230-340 м), Кечимовской (155-200 м), Когалымской (161-520 м), Конитлорской (5-300 м), Ласьеганской (151–770 м), Омбинской 2-П (1034 м), Тевлинско-Рускинскими (50–570 м и 114–400 м), Федоровской 131 (на видимую мощность 1263 м). Во всех отмеченных скважинах вскрыт осадочновулканогенный комплекс, сложенный вулканитами основного (базальты), кислого (риолиты, дациты), редко среднего (андезиты) составов, их туфами, вулканокласто-осадочными (туфопесчаники, туфоалевролиты) и, реже, терригенными (песчаники, алевролиты, аргиллиты) породами. Ни одна из глубоких скважин не пересекла полностью характеризуемые триасовые толщи. Как вулканические, так и осадочные породы неметаморфизованы и не подвергнуты складчатости. Залегание их, судя по данным сейсморазведки МОГТ, достаточно простое: углы падения на бортах впадин не превышают 10-15°, а в центральных частях залегание субгоризонтальное. По объему во всех изученных разрезах преобладают вулканические породы. Возраст конитлорской свиты обеспечен находками споропыльцевых комплексов в скв.5 Конитлорской площади. Из вулканических пород туринской серии выполнены радиологические датировки К-Ar методом (скв. Верхнегальнадская 845, Покачевская 41, Тевлинско-Рускинская 114, Усть-Балыкская 1200, Федоровская 131) и U-Pb методом по цирконам на масс-спектрометре SHRIMP-II в скважинах Дружная 230, Зап.Котухтинская 150, Кечимовская 155, Ласьеганская 152, Тевлинско-Рускинская 50 [Колокольцев и др., 2008]. Самая представительная группа определений имеет возрастной рубеж 245.2 ± 0.93 млн. лет. На основании этих данных можно достаточно определенно говорить о раннетриасовом времени формирования вулканического комплекса. Максимальные мощности (толщины) комплекса, например, на Сургутском своде не менее 2000 м.

Восточная часть Ханты-Мансийского округа изучена значительно хуже центральных районов. Известно, что триасовый вулканический комплекс распространен в пределах Колтогорского грабена, ширина которого в широтном течении р. Аган составляет 60-70 км. В 2009 г. в верховьях р. Кулынигол, в южной части Худосейского мегапрогиба скважиной 27 Лекосской площади вскрыты триасовые вулканические породы мощностью около 600 м [Елисеев и др., 2010]. Можно предполагать, что Худосейский мегапрогиб (грабен в триасе?) выполнен триасовой туринской серией. Между Колтогорским и Худосейским грабенами, по данным глубокого бурения местами развиты триасовые вулканические толщи, но площадное распространение их не изучено.

Таким образом, современная изученность геологического строения позволяет говорить о широком распространении триасовых вулканических комплексов в центральных районах Западной Сибири. Можно предполагать, что объемы вулканитов триаса в Западной Сибири и на Сибирской платформе сопоставимы. В целом, в триасе (возможно, с поздней перми) на территории исследований преобладали условия растяжения. Геодинамическая обстановка этого времени отвечает модели интраконтинентального посторогенного рассеянного спрединга (рифтинга). В подобной обстановке изливались и траппы Сибирской платформы.

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Голубева Е.А., Криночкин В.Г. Сейсмогеологическое строение доюрского основания Рогожниковской площади // Вестник недропользователя Ханты-Мансийского автономного округа. 2001. № 6. С. 36–45.
- Елисеев В.Г., Демичева К.В., Крениг Е.А. Доюрское основание Лекосской площади северо-востока Югры // Пути реализации нефтегазового потенциала ХМАО. Т. 1. 2010. С. 128–135.
- Иванов К.С., Федоров Ю.Н., Ронкин Ю.Л., Ерохин Ю.В. Геохронологические исследования фундамента Западно-Сибирского нефтегазоносного мегабассейна; итоги 50 лет изучения // Литосфера. 2005. № 3. С. 117–135.
- 4. Колокольцев В.Г., Ларичев А.И. Изотопногеохронологические метки разновозрастных флюидов в рифтогенном комплексе Западной Сибири // Дегазация Земли: геодинамика, геофлюиды, газ и их

парагенезы: мат-лы Всероссийской конферен. М.: ГЕОС. 2008. С. 221–223.

- Криночкин В.Г., Голубева Е.А., Кармацких М.В. Триасовый сейсмокомплекс Среднего Приобья // Геофизика. Специальный выпуск к 50-летию "Хантымансийскгеофизика". 2001. С. 73–77.
- КриночкинВ.Г., Муртаев И.С., Савин В.Г. Перспективы нефтегазоносности доюрских отложений центральной части ХМАО-Югры // Пути реализации нефтегазового потенциала ХМАО. Т. 1. 2005. С. 112–119.
- МясниковаГ.П., Солопахина Л.А., Мариненкова Н.Л. и др. Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности доюрских отложений территории ХМАО // Пути реализации нефтегазового потенциала ХМАО. Т. 1. Ханты-Мансийск. 2005. С. 148–163.
- Сурков В.С., Жеро О.Г. Фундамент и развитие платформенного чехла Западно-Сибирской плиты. М.: Недра, 1981. 143 с.
- Федоров Ю.Н., Иванов К.С., Захаров С.Г. и др. Геологическое строение и стратиграфия триасовых отложений Северо-Сосьвинского грабена // Пути реализации нефтегазового потенциала ХМАО, Ханты-Мансийск. 2003а. Т. 1. С114–123.
- 10. Федоров Ю.Н., Иванов К.С., Кормильцев В.В. Главные структурно-вещественные комплексы доюрского фундамента Шаимского нефтегазоносного района Западной Сибири // Материалы научн. конференции (IX чтения А.Н.Заварицкого). Екатеринбург. ИГГ Уро РАН. 2003б. С. 80–84.

### **І. ОБЩИЕ ВОПРОСЫ**

# ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ РАЗВИТИЯ ЗОН ВЫПЛАВЛЕНИЯ МИОЦЕН-ПЛИОЦЕНОВЫХ БАЗАЛЬТОВ НАД АНОМАЛЬНОЙ МАНТИЕЙ ИЗВЕРЖЕННОЙ ПРОВИНЦИИ BASIN&RANGE, КАЛИФОРНИЯ

#### © 2011 г. Г. В. Кузнецов, Ю. В. Перепечко, К. Э. Сорокин, В. Н. Шарапов

Институт геологии и минералогии СО РАН, Новосибирск, grikuz@gmail.com

Геодинамические условия образования первичных базитовых расплавов вулканических дуг или аномальных зон мантии обычно определяются посредством решения обратных задач оценки состава и глубины выплавок базитовых расплавов. Примером такого анализа является работа [Wang et al., 2002].

В предлагаемой работе для определения составов субстратов исходных базальтовых выплавок решается прямая 2D задача развития многоуровневых зон плавления над горячей точкой под многослойной, неоднородной по мощности и составу литосферой. В задаче используются различные локальные диаграммы плавкости [Шарапов и др., 2007] и максимально полная геофизическая информация для рассматриваемого района изверженной провинции Basin&Range, Калифорния. При постановке задачи используются результаты томографического изучения разреза земной коры и верхней мантии, а так же распределения тепловых потоков [Godey, 2002] и данные о морфологии и мощности литосферы от океанического сегмента до континентальной плиты [Wang et al., 2002].

Фракционирование возможных инициальных выплавок определяется путем расчёта кривых эволюции остаточного расплава при равновесной кристаллизации, основанных на статистической обработке составов современных (до 10 млн. лет) базальтов [GEOROC] провинции Basin&Range. Базальты провинции подразделяются на два основных и пять побочных кластеров, содержание SiO<sub>2</sub> в которых колеблется в пределах 44–58 вес. % (табл. 1.). Используемая выборка (n = 174) существенно шире, чем данные в работе [Wang et al., 2002]. При оценке составов первичных примитивных базитовых выплавок во время декомпрессионного плавления гранатовых лерцолитов MPY-90 (вес. %: SiO<sub>2</sub> – 44.74, TiO<sub>2</sub> – 0.17, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> – 4.37, FeO – 7.55, MgO – 38.57, CaO – 3.38, Na<sub>2</sub>O – 0.4, K<sub>2</sub>O – 0.03) над астенолинзой, использовалась аппроксимация [Batiza and Niu, 1991].

Для численного моделирования применяется компьютерная модель, описанная в [Шарапов и др, 2009] и основанная на модифицированной модели Буссинеска. Результаты моделирования позволяют сопоставить оценки уровней зон плавления и составы выплавок при решении прямой и обратной задачи.

Максимальный уровень стояния астенолинзы при решении прямой задачи развития зон плавления литосферы над горячей точкой составляет около 160 км при мощности континентальной литосферы 100 км (рис. 1.), что не согласуется с данными о глубине плавления гранатовых лерцолитов на уровне порядка 100 км, полученными в работе [Wang et al., 2002].

Для сравнения составов выплавок первичных субстратов были получены кривые эволюции при равновесной кристаллизации с помощью программного комплекса PELE [Boudreau, 2006]. Содержание SiO<sub>2</sub> в расплавах при давлении 5–20 кбар и степени плавления 30 вес. % и ниже составляет порядка 46 вес. %, а при давлении 30 kbar составляет 44.5 вес. % (рис. 2.). Расчётные данные показывают, что составы выплавок, полученные при плавлении гранатовых лерцолитов, не соответствуют средним составам базальтов провинции Basin&Range. Кластер II-2 со средним содержание SiO<sub>2</sub> 52.84 вес. % не может быть получен путём фракционирования расплавов при рассматривае-

Таблица 1. Средние составы кластеров базальтов изверженной провинции Basin&Range, Калифорния

	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	$P_2O_5$
I-1	47.97	2.78	16.04	10.91	0.16	6.28	8.23	3.90	1.94	0.55
I-2	46.82	1.95	15.35	11.40	0.18	7.93	9.68	3.24	1.43	0.59
I-3	48.79	1.76	16.78	9.31	0.14	6.72	10.09	3.34	1.16	0.42
II-1	49.83	1.80	16.60	10.08	0.16	5.50	8.95	3.51	1.70	1.14
II-2	52.84	1.79	16.55	8.44	0.13	4.86	7.43	3.80	2.28	0.60

Примечание. Петрохимические группы выделены на основе метода Варда с использованием коэффициентов Пирсона (n = 174). Различия отдельных петрогенных и примесных компонентов между кластерами оцениваются на основе t-критерия.



**Рис. 1.** Динамика развития зон плавления под изверженной провинцией Basin&Range, Калифорния над горячей точкой, при уровне максимального стояния астенолинзы. Зелёным цветом выделены области частичного плавления.



**Рис. 2.** Сравнение составов первичных расплавов, образующихся при плавлении гранатового лерцолита при давлении 15–30 кбар.

Синие точки – данные, полученные путём решения прямой задачи; красные точки – данные, полученные посредством решения обратной задачи в работе [Wang et al., 2002].

мых термодинамических условиях. Появление таких типов базальтов можно объяснить только контаминацией корового вещества базитовыми расплавами и/или существованием особого субстрата в области литосферной мантии. Составы выплавок, образующихся на уровне стояния верхней части астенолинзы при степени плавления 30 вес. % и ниже отвечают составам пикритоидных базитов. Таким образом, исходные субстраты не могут быть отнесены к примитивной мантии. Проблема состава субстратов, из которых получаются базитовые расплавы, формирующие указанные выше базальты провинции Basin&Range, остается открытой.

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Шарапов В.Н., Борисенко А.С., Мазуров М.П., Перепечко Ю.В., Черепанов А.Н., Бессонова Е.П. Модельный анализ развития континентальных мантийно-коровых рудообразующих систем. Новосибирск: СО РАН, 2009. 353 с.
- 2. Шарапов В.Н., Ионе К.Г., Мазуров М.П., Мысов В.М., Перепечко Ю.В. Геокатализ и эволюция мантийно-коровых магматогенных флюидных систем. Новосибирск: Гео, 2007. 186 стр.
- Boudreau A. Division of Earth and Ocean Sciences, Nicholas School of the Environment, Duke University, Durham, NC 27708 USA; <u>http://www.nicholas.duke.</u> <u>edu/people/faculty/boudreau/DownLoads.html</u>
- GEOROC (Geochemistry of Rocks of the Oceans and Continents), Max-Planck-Institute database, Germany; http://georoc.mpch-mainz.gwdg.de
- 5. Godey Stephanie Structure of uppermost mantle beneath North America: regional surface wave tomography and thermo-chemical interpretation // Utrecht University, the Netherlands; 2002, 120 pages.
- 6. Niu Yaoling, Batiza Rodey. An empirical method for calculating melt compositions produced beneath Mid-Ocean Ridges: application for axis and offaxis (seamounts) melting // Journal of Geophysical Research, 1991. V. 96.
- Wang K., Plank T., Walker J.D., Smith E.I. A mantle melting profile across the Basin and Range, SW USA // Journal of Geophysical Research, 2002. V. 107.

\_\_\_\_

### **І. ОБЩИЕ ВОПРОСЫ**

# "ФИЛОСОФИЯ НЕСТАБИЛЬНОСТИ" И. Р. ПРИГОЖИНА, ГЕОДИНАМИКА, ВУЛКАНИЗМ

### © 2011 г. Е. Г. Мирлин, Ю. В. Миронов

Государственный геологический музей им. В.И. Вернадского РАН, Москва, egm@sgm.ru, mironov@sgm.ru

Долгое время в естественных науках господствовала точка зрения детерминизма на ход природных процессов. Это в полной мере относится и к геодинамике, причем тектоника литосферных плит, которая лежит в основе современных геодинамических представлений в течение более 30 лет, казалось бы, это подтвердила. Она является, по сути, чисто механической моделью, ибо в основе ее лежит простое геометрическое наблюдение: сходство очертаний континентов, окружающих Атлантический океан. Когда-то они составляли единое целое, а затем раскололись и раздвинулись, сохранив, в первом приближении, первоначальные очертания. При таком подходе подразумевается, что природная среда, с которой имеют дело геологи, представляет собой сплошной монолит, состоящий из твердых горных пород. Монолит механически дробится на осколки разных размеров (отдельным вопросом является причина этого дробления), а задача геологов-тектонистов, условно говоря, состоит в том, чтобы собрать их воедино, используя их очертания, а также восстановить историю движения континентов, развития океанов и складчатых поясов, а также дать прогноз их дальнейшей эволюции. Предполагается, что плитотектонический прогноз достаточно строго детерминирован благодаря закономерностям кинематики плит.

Тектоника плит с успехом объяснила как основные закономерности в геодинамике литосферы, так в закономерностях распределения срединноокеанского и островодужного вулканизма на Земле, но возникает вопрос: какая парадигма грядет ей на смену? Этот вопрос тем более уместен, что в последней четверти XX века в ряде естественнонаучных дисциплин произошла смена и философской, и методологической концепций: от детерминизма к нестабильности. Ключевую роль в этом сыграли работы И.Р. Пригожина. В основе его "философии нестабильности" – дуализм [Пригожин, 1991]: в окружающем нас мире порядок и беспорядок, стабильность и нестабильность возникают и существуют одновременно. Стержнем такого восприятия является положение о неравновесности, нелинейных процессах в различных природных средах и о формировании в них высокоорганизованных структур [Николис, Пригожин, 1979; Хакен, 1980]. В течение последних двух десятилетий XX века, т.е. практически одновременно с появлением новой

философско-методологической концепции, геофизиками (в первую очередь, сейсмологами) были выполнены экспериментальные и теоретические исследования, показавшие, что среда, с которой имеют дело специалисты в области "твердой" Земли, относится к категории сред, которые могут рассматриваться как нелинейные, нестабильные системы [Николаев, 2002; Садовский, 1986; Keilis-Borok, 1990]. По существу, был сформулирован принципиально новый взгляд на свойства горных пород и литосферы в целом, суть которого сводится к следующим положениям:

 иерархическая неоднородность во всем диапазоне масштабов, от малых минеральных зерен до неоднородностей планетарного масштаба;

 – физическая нелинейность, которая проявляется во взаимозависимости физических процессов;

 – энергетическая активность, т.е. способность постоянно излучать энергию в форме сейсмической, акустической и электромагнитной эмиссии, а также тепла;

 изменчивость физических свойств во времени, как следствие активности и физической нелинейности;

 способность геофизических процессов взаимодействовать между собой.

Благодаря указанным свойствам, среда приобретает свойства текучести, в ней происходят автомодельные процессы формирования структур, приспособленных для переработки поступающей энергии. Земля в целом и ее оболочки представляют собой открытые системы, транспортирующие и трансформирующие поступающую энергию.

В настоящее время, по прошествии почти трех десятилетий с момента появления "философии нестабильности", можно констатировать, что в геологии освоение новых идей происходит довольно медленно. Несмотря на это, уже сейчас можно говорить о трех основных результатах, полученных в рамках новой методологии, касающихся как геодинамики, так и вулканизма.

Во-первых, установлено, что движение пары литосферных плит только в первом приближении описывается простым вращением вокруг некоторого полюса вращения: на самом деле в этом движении всегда присутствует вихревая компонента. Присутствие последней объясняет возникновение многих феноменов, природу которых затруднительМИРЛИН, МИРОНОВ



котловина Сикоку-Паресе Вела; 11 – Тасманово море).

ВУЛКАНИЗМ И ГЕОДИНАМИКА, Екатеринбург, ИГГ УрО РАН, 2011



**Рис. 2.** Принципиальная схема расщепления вулканической островной дуги под воздействием вихревого потока и формирование вихревой срединговой системы котловин Южно- и Северо-Фиджийской, Лау-Хавр. 1– оси магнитных аномалий с номерами и трансформные разломы (пунктирная линия) в пределах вихревой спрединговой системы; утолщенная сплошная линия – ось активного спрединга, пунктирная – отмершего, стрелки – направление пропагейтинга. Вулканические островные дуги: 2 – активная, 3 – отмершая. 4 – глубоководный желоб; 5 – цоколь о-вов Фиджи.

но истолковать с позиций тектоники плит [Мирлин, 2006; Мирлин и др., 2006]. Наиболее яркие примеры возникающих при этом вихревых спрединговых систем показаны на рис. 1.

Во-вторых, показано, что возникновение крупнейших внутриплитных вулканических провинций, как и узких вулканических поясов в зонах спрединга, обусловлено диссипацией энергии в неравновесной, нелинейной системе, которую представляет из себя геосреда вследствие воздействий на нее, связанных со спецификой движений вихревого типа [Мирлин и др., 2008; Мирлин, Миронов, 2009].

В-третьих, выявлено огромное количество вихревых структур как в глубоководных частях океанского ложа [Мирлин, Углов, 2007], так и в зоне сочленения океан-континент активного типа [Мирлин, 2009; Мирлин и др., 2010]. При этом энергии вихревых движений достаточно, чтобы решающим образом повлиять на геодинамику зоны сочленения активного типа. В частности, это может приводить к расщеплению островных дуг (рис. 2).

В целом это ставит проблему специального исследования вихревой компоненты перемещения вещества в глубинах Земли и ее влияния на структурный облик коры и литосферы, а также задачу физического описания свойств геофизической среды, в которой возможны движения именно вихревого и вращательного типа.

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- 1. **Мирлин Е.Г.** Вихревая тектоника // Докл. АН. 2009. Т. 426. № 5. С. 649–652.
- 2. Мирлин Е.Г. Проблема вихревых движений в "твердых" оболочках Земли и их роли в геотектонике // Геотектоника. 2006. № 4. С. 43–60.
- Мирлин Е.Г., Кононов М.В., Миронов Ю.В. Вихревые движения в литосфере при океаногенезе (Проблема динамики зон сочленения океан-континент Евразии) // Фундаментальные исследования океанов и морей. Кн. 2. / гл. ред. Н.П. Лаверов. М: Наука, 2006. С. 86–111.
- Мирлин Е.Г., Кононов М.В., Миронов Ю.В. Возможная природа траппового магматизма (на основе концепций вихревых движений в тектоносфере и нелинейной геофизической среды) // Вестник КРА-УНЦ, Науки о Земле. 2008. № 2. Вып. 12. С. 37–50.
- Мирлин Е.Г., Кононов М.В., Миронов Ю.В. и др. Литосфера как нелинейная система: проблемы динамики зон сочленения океан-континент // Физические, геологические и биологические исследования океанов и морей. М.: Научный мир, 2010. С. 255–279.
- Мирлин Е.Г., Миронов Ю.В. Природа траппового и спредингового магматизма с позиций концепции нелинейной среды литосферы // IV Всероссийский

симпозиум по вулканологии и палеовулканологии "Вулканизм и геодинамика". Материалы симпозиума. Т. 1. Петропавловск-Камчатский, 2009. С. 96–99.

- Мирлин Е.Г., Углов Б.Д. Новые данные о структурной геометрии линеаментов в западном секторе Тихого и юго-восточном секторе Индийского океанов // Доклады Академии наук. 2007. Т. 414. С. 70–73.
- 8. **Николаев А.В.** Развитие методов нелинейной геофизики // Электронный научно-информационный журнал "Вестник ОГГГГН РАН". 2002. № 1 (20).
- 9. Николис Г., Пригожин И. Самоорганизация в не-

равновесных системах. От диссипативных структур к упорядоченности через флуктуации. М: Мир, 1979. 250с.

- Пригожин И.Р. Философия нестабильности // Вопросы философии. 1991. № 6. С. 46–57.
- 11. Садовский М.А. Автомодельность геодинамических процессов // Вестник АН СССР. 1986. № 8. С. 3–11.
- 12. Хакен Г. Синергетика. М.: Мир, 1980. 185 с.
- 13. **Keilis-Borok V.I.** Introduction: Non-linear systems in the problem of earthquake preduction // Physics of the Earth and Planet. Interiors. 1990. V. 61. P. 1–7.

## ЛЮДИКОВИЙСКИЙ ВУЛКАНИЗМ В ОНЕЖСКОЙ СТРУКТУРЕ

© 2011 г. В. В. Наркисова\*, В. А. Крупеник\*\*, К. Ю. Свешникова\*\*

\*ОАО НПЦ ''Недра'', Ярославль, narkisova@nedra.ru

\*\*ВСЕГЕИ, Санкт-Петербург, Valery\_Krupenik@vsegei.ru, Kira\_Sveshnikova@vsegei.ru

Онежская палеопротерозойская структура расположена в западной части архейского Водлозерского блока, одного из древнейших участков коры на Карельском кратоне. Ее формирование происходило в ятулии и людиковии при активном проявлении магматизма в период около 2.1-1.97 млрд. лет назад [Puchtel et al., 1998; Суйсарский ..., 1999]. Изучение вулканизма людиковия показало, что он проходил во внутриплитной эпиконтинентальной обстановке [Светов, 1979; Голубев, Светов, 1983; Puchtel et al., 1998; Суйсарский ..., 1999 и др.]. В 2009 г. были получены новые данные по вулканическим породам людиковия в разрезе Онежской параметрической скважины (ОПС), которые позволили уточнить его геохимическую специфику. Для характеристики людиковийского вулканизма в Онежской структуре были рассмотрены геохимические особенности базальтоидов из разреза ОПС и из разрезов о. Суйсарий, районов п. Соломенное и Ангозера, представленных в [Puchtel et al., 1998].

ОПС (северо-западный берег оз. Вашозеро, глубина 3.5 км) вскрыла мощный (1.5 км) осадочноразрез людиковия, вулканогенный сланцеводоломитовые и соленосные отложения ятулия, и позднеархейские граниты основания Онежской структуры. Разрез нижнего людиковия в разрезе ОПС слагают толеитовые базальты и долериты (заонежский базальт-долеритовый недифференцированный комплекс) и шунгитоносные пелиты, туфоалевропелиты и доломиты. Разрез верхнего людиковия сложен пикробазальтами, базальтами и долеритами (суйсарский пикрит-базальтовый дифференцированный комплекс), их туфами и туфоалевропелитами. Базальтоиды заонежского и суйсарского комплексов имеют свои собственные отличительные геохимические черты и различаются как по содержанию, так и по характеру распределения редких элементов [Наркисова и др., 2010].

Для толеитовых базальтов-долеритов заонежского комплекса типично слабое фракционирование некогерентных элементов, в том числе редких земель (La/Yb<sub>N</sub> = 2.2–3.4, Gd/Yb<sub>N</sub> = 1.2–1.7), в области HFSE и HREE их нормированные мультиэлементные спектры сопоставимы с E-MORB. Суйсарские базальтоиды характеризует низкое содержание Y и HREE (La/Yb<sub>N</sub> = 4.2–14.9, Gd/Yb<sub>N</sub> = 2.0–3.1), а по характеру распределения редких элементов они близки к OIB. Суйсарским базальтоидам ОПС геохимически соответствуют пикробазальты (La/Yb<sub>N</sub> = 4.7–5.0, Gd/Yb<sub>N</sub> = 2.2–2.3) и долериты Ангозерского разреза (La/Yb<sub>N</sub> = 4.5–4.8, Gd/Yb<sub>N</sub> = 2.3), базальты и андезибазальты о. Суйсарий (La/Yb<sub>N</sub> = 9.1, Gd/Yb<sub>N</sub> = 2.3) и района п. Соломенное (La/Yb<sub>N</sub> = 6.9–9.4, Gd/Yb<sub>N</sub> = 2.0–2.2).

По величине отношений Sm/Yb<sub>N</sub>, Lu/Hf, Ti/Y, индикаторных для оценки глубины выплавления и/или степени плавления, заонежские и суйсарские базальтоиды резко различаются (рис. 1a, б). Заонежские базальты-долериты характеризуются низкими значениями отношений Sm/Yb<sub>N</sub> (1.4–2.4), Ti/Y (190–440) и высоким Lu/Hf (0.11–0.22), что типично для пород, образовавших при плавлении шпинелевых перидотитов, в последних Sm/Yb<sub>N</sub> = 2.0, Ti/Y = 123, Lu/Hf = 0.16 [Sun, McDonough, 1989].

Суйсарские базальтоиды ОПС характеризуют более высокие, чем в заонежских базальтах-долеритах, параметры Sm/Yb<sub>N</sub> = 2.0–3.7 и Ti/Y = 416–800 (рис. 16). Такие же значения характерны для суйсарских пикробазальтов (Sm/Yb<sub>N</sub> = 2.9, Ti/Y = 515–542) и долеритов (Sm/Yb<sub>N</sub> = 3.0 и Ti/Y = 515–520) Ангозерского разреза, а так же базальтов и андезибазальтов о. Суйсарий (Sm/Yb<sub>N</sub> = 3.2–3.3 и Ti/Y = 518–521) и района п. Соломенное (Sm/Yb<sub>N</sub> = 2.9–3.1 и Ti/Y = 429–536) (рис. 16). Представленные данные показывают, что базальты и андезибазальты о. Суйсарий и района п. Соломенное необходимо относить к суйсарскому вулканическому комплексу, а не к заонежской свите, как было ранее предложено [Puchtel et al., 1998].

Из показанных данных следует, что формирование суйсарских базальтоидов происходило из обогащенного (с чертами OIB Sm/ $\overline{Y}b_N$  = 5.1, Ti/Y = 590 [Sun, McDonough, 1989]) мантийного источника, а низкие значения отношения Lu/Hf = 0.07-0.09 в суйсарских базальтоидах ОПС (рис. 1а) указывают на гранатовый контроль в области плавления. Мантийным источником для суйсарских пикробазальтов, базальтов и долеритов являлись гранатовые перидотиты, что подтверждается так же геохимией изученных клинопироксенов. Таким образом, геохимические особенности заонежских и суйсарских базальтоидов показывают, что они формировались из различных мантийных источников. Оценка состава первичного расплава базальтоидов суйсарского комплекса с учетом состава Срх из пикробазальтов показала, что он был близок к пикробазаль-



**Рис. 1.** Диаграммы Sm/Yb<sub>N</sub>–Lu/Hf, Sm/Yb<sub>N</sub>–Ti/Y, Nb/Nb\*–Lu/Hf, Nb/La<sub>N</sub>–Nb/Th<sub>N</sub> для базальтоидов суйсарского и заонежского комплексов (нормировано к PM [Sun, McDonough, 1989]).

1–3 – суйсарские базальтоиды Онежской ПС: 1 – пикробазальты, 2 – базальты, 3 – долериты; 4 – заонежские базальты и долериты Онежской ПС; 5–7 – базальтоиды по [Puchtel et al., 1998]: 5 – долериты и пикриты Ангозерского разреза, 6 – суйсарские пикробазальты Ангозерского разреза, 7 – базальты и андезибазальты п. Соломенное и о. Суйсарий.

товому (MgO 12–13%, Mg# 0.65); расплавы заонежских толеитовых базальтов-долеритов (их наиболее магнезиальные разности – MgOcp 7.2%, Mg#cp 0.53) являются дифференциатами, вероятно, толеитовых мантийных магм.

Для оценки вклада коры в состав базальтоидов использован изотопный состав Nd и отношения Nb/La<sub>N</sub>, Nb/Th<sub>N</sub> (нормировано к PM), Nb/Nb\*. В OIB и MORB их значения близки или превышают 1, в контаминированных коровым материалом внутриплитных вулканитах они значительно снижаются.

В суйсарских базальтоидах величины рассматриваемых отношений значительно варьируют. Для пикробазальтов и долеритов ОПС и Ангозерского разреза характерен радиогенный изотопный состав Nd (рис. 2a, б): eNd<sub>(т)</sub> = +3.2 в пикробазальтах ОПС; eNd<sub>(т)</sub> = +2.3–3.3 в долеритах и пикробазальтах Ангозерского разреза по [Puchtel et al., 1998], и обычно превышающие единицу значения отношений



**Рис. 2.** Диаграммы Nb/La<sub>N</sub>–eNd<sub>T</sub>, Nb/Nb\*–eNd<sub>T</sub>, Nb/Th<sub>N</sub>–<sup>143</sup>Nd/<sup>144</sup>Nd, <sup>147</sup>Sm/<sup>144</sup>Nd–<sup>143</sup>Nd/<sup>144</sup>Nd для базальтоидов суйсарского и заонежского комплексов.

Нормировано к РМ [Sun, McDonough, 1989]. Расчет eNd производился на 1975 млн. лет.

Nb/Nb\* = 0.9–1.7, Nb/La<sub>N</sub> = 0.9–1.3, Nb/Th<sub>N</sub> = 1.0–2.1 (рис. 1в, г). В базальтах ОПС, а так же в базальтах и андезибазальтах разреза о. Суйсарий и п. Соломенное значения отношений Nb/La<sub>N</sub> = 0.3–0.7, Nb/Th<sub>N</sub> = 0.4–0.7, Nb/Nb\* = 0.4–0.8 снижаются относительно пикробазальтов, а изотопный состав Nd становится менее радиогенным (рис. 2):  $eNd_{(\tau)} = -0.9$  в базальтах ОПС, +0.6...–2.9 в базальтоидах о. Суйсарий и п. Соломенное по [Puchtel et al., 1998].

Таким образом, взаимодействие расплавов суйсарских вулканитов с корой было различным. Вклад корового вещества в состав пикробазальтов и долеритов был минимальным. Суйсарские базальты и андезибазальты во всех изученных разрезах (ОПС, о. Суйсарий, п. Соломенное) были сформированы уже при значительном участии коры. Объяснить это можно разной динамикой поступления расплавов к поверхности. Степень контаминация расплавов могла возрастать при их задержке в промежуточных камерах.

Отношения <sup>143</sup>Nd/<sup>144</sup>Nd в заонежских долеритах ОПС близки к таким в долеритах и пикробазальтах Ангозерского разреза (рис. 2в, г), но, в отличие от последних, в заонежских долеритах величина отноше-
ния Sm/Nd несколько выше, а  $eNd_{(T)}$ =+0.4...+1.1 заметно ниже, что при характерных для них пониженных значениях Nb/La<sub>N</sub> = 0.3–0.6, Nb/Th<sub>N</sub> = 0.2–0.7, Nb/Nb\* снижается до 0.3–0.8 (рис. 1в, г), свидетельствует о значительном вкладе коры в их состав.

Наблюдаемые различия в радиогенном изотопном составе Nd в заонежских долеритах и суйсарских базальтах могут быть связаны с природой контаминирующего вещества: преимущественно нижнекорового для первых и преимущественно верхнекорового для вторых.

Геохимические и изотопно-геохимические особенности базальтоидов людиковия в разрезе Онежской скважины подтверждают внутриплитный характер палеопротерозойского магматизма, масштабно проявившегося в Онежской структуре. Он был толеитовым в раннем людиковии (заонежский базальт-долеритовый комплекс) и ультраосновнымосновным в позднем людиковии (суйсарский пикрит-базальтовый комплекс). Базальтоиды заонежского и суйсарского вулканических комплексов имеют собственную геохимическую специфику, обусловленную различиями в составе мантийного субстрата, условиями генерации расплавов, воздействием коровой контаминации.

Мантийным субстратом заонежских долеритов являлись шпинелевые перидотиты; образованию значительных объемов их расплавов и мощных вулканических тел могли способствовать высокая степень плавления и условия растяжения; расплавы испытали контаминацию преимущественно в нижнекоровых промежуточных камерах. Суйсарские пикробазальты, базальты и долериты образовались при плавлении гранатовых перидотитов; внедрение расплавов происходило, вероятно, в неустойчивом тектоническом режиме. Быстрый подъем расплавов и минимальное воздействие корового материала характерны для пикробазальтов и долеритов. Формирование расплавов базальтового и андезибазальтового состава происходило при задержке первичных расплавов на разных уровнях в коре, где они испытывали кристаллизационную дифференциацию и контаминацию.

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- 1. Голубев А.И., Светов А.П. Геохимия базальтов платформенного вулканизма Карелии. Петрозаводск: Карелия, 1983. 192 с.
- Наркисова В.В., Крупеник В.А., Свешникова К.Ю. Петрогенезис базальтоидов людиковия Онежской структуры (по результатам бурения Онежской параметрической скважины) // Магматизм и метаморфизм в истории Земли. Тез. докл. Екатеринбург: УрО РАН, 2010. С. 87–88.
- Светов А.П. Платформенный базальтовый вулканизм карелид Карелии. Петрозаводск: Л.: Наука, 1979. 208 с.
- Суйсарский пикрит-базальтовый комплекс палеопротерозоя Карелии (опорный разрез и петрология) // Петрозаводск: КарНЦ РАН. 1999. 96 с.
- Puchtel I.S., Arndt N.T., Hofmann A.W., Haase K.M., Kroner A., Kulikov V.S., Kulikova V.V., Garbe-Schonberg C.-D., Nemchin A.A. Petrology of mafic lavas within the Onega plateau, central Karelia: evidence for 2.0 Ga plume-related continental crustal growth in the Baltic Shield / Contrib Mineral Petrol, 1998. V. 130. P. 134–153.
- Sun S.S., McDonough W.F., 1989. Chemical and isotopic systematic of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes/ Magmatism in the Oceanic Basin/ Edited by A. D. Saunders and M. J. Norry // Geol. Soc. Spec. Publ. V. 42. P. 313–345.

## ВУЛКАНИЗМ В ПЛИТОТЕКТОНИЧЕСКИХ ЦИКЛАХ ФОРМИРОВАНИЯ СЕГМЕНТА ЛИТОСФЕРЫ СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ ЕВРАЗИИ

### © 2011 г. В. М. Нечеухин

Институт геологии и геохимии УрО РАН, Екатеринбург, necheuhin@.igg. uran. ru

Положение в структуре земной коры, пространственные соотношения и состав вулканогенных ассоциаций в основном определяются геодинамическими режимами и обстановками этапа их образования. Эти особенности полностью иллюстрируются данными геодинамических реконструкций, полученными при составлении геодинамической карты для сегмента литосферы Северо-Западной Евразии [1, 2]. В его сложении, как следует из реконструкций, интегрированы геодинамические системы верхнепротерозойского, палеозойского и мезозой-кайнозойского интервалов времени. При этом в составе верхнепротерозойского и палеозойского интервалов присутствуют системы, содержащие ассоциации полной геодинамической последовательности от ассоциаций эпикратонной деструкции до таковых межплитной коллизии. Формирование таких последовательностей может свидетельствовать о том, что образование слагаемых ими систем на ранних этапах связано с раздвижением литосферных плит, а на поздних этапах с аккрецией этих плит. Сочетание таких процессов отвечает проявлению плитотектонических циклов, соответствующих выделенным геологическим периодам. Геодические режимы и обстановки этих циклов сопровождались развитием вулканогенных и вулканогенно-интрузивных ассоциаций, что отражено на прилагаемой схеме (см. рисунок).

Верхнепротерозойскому циклу отвечают геодинамические элементы выступов Русской протоплиты и элементы Тимано-Протоазиатского орогена, обнажающихся на поднятих Приполярного и Полярного Урала. Вулканогенные накопления Русской протоплиты выполняют локальные грабены в пределах заполненных осадочными отложениями внутриплитных рифейских депрессий. Они представлены трахибазальтами Навышского комплекса и базальт-липаритовыми комплексами Машакской системы грабенов. Тимано-Протоазиатский ороген, сформировавшийся при коллизионном замыкании Протоазиатского океанического бассейна, содержит в своем сложении ассоциации полной геодинамической последовательности. В его пределах соответственно присутствуют вулканогенные и вулкано-интрузивные комплексы рифтогенной деструкции и окенической коры, островодужные ассоциации и ассоциации активной континентальной окраины. В осевой части орогена выделены ассоциации вулкано-интрузивных ареалов и поясов межтеррейновой коллизии, выступающие на поднятия и прослеживаемые под палеозойскими отложениями.

Палеозойскому циклу отвечают геодинамические элементы Уральского орогена и примыкающие к нему с запада орогенических поясов эпикратонного и эпиокеанического режимов геодинамики формирования. Самостоятельную систему палеозойского цикла образует Печорская эпикратонная впадина.

Ассоциации эпиконтинентальных обстановок слагают Талота-Пайпудин-Лемвинский пояс и Бардымскую зону, а эпиокеанических Сакмаро-Кракинский пояс. В эпикратонных структурах, выполненных преимущественно осадочными отложениями, вулканогенные образования представлены базальтами и поясами долеритовых даек, тяготеющих к центральным частям структур. В Бардымской зоне основные вулканиты по параметрам близки к траппоидам. Породы липаритового состава в Талота-Лемпвинской зоне слагают локальные толщи по ее периферии. В Сакмаро-Кракинском поясе вулканиты основного состава имеют параметры базальтов океанического типа и ассоциирую с ультрабазит-габбровыми массивами. Серии базальт-липаритового, базальт-андезитового и андезит-дацит-липаритового составов имеют параметры эпиостроводужных ассоциаций и слагают структуры типа синформ.

В составе палеогеодинамических ассоциаций палеозойских океанических бассейнов, слагающих сегмент Уральского орогена к востоку от Трансуральского коллизионного шва, выделяются вулканогенные, вулканогенно-осадочные и вулканогенноинтрузивные образования океанических, периокеанических, островодужных, надсубдукционные обстановок. Выделенные ассоциации характеризуют полную геодинамическую последовательность, а в их размещении и соотношении существенная роль принадлежит процессам аккреции. В качестве специфических элементов в сложении орогена выделяются вулканогенные и вулканогенно-интрузивные комплексы, которые связываются с геодинамическими обстановками межзональной, межблоковой, межсегментной и межорогенной коллизии, а также с элементами сдвигово-раздвиговых (транстенсивных) обстановок.



## **Рис. 1.** Схема размещения вулканогенных и вулканогенно-интрузивных комплексов в геодинамических системах плитотектонических циклов Северо-Западного сегмента Евразии

Системы верхнепротерозойского цикла. Русская протоплиma: 1 – вулканогенные комплексы внутридепрессионных грабенов трахибазальтовые (а) и базальт-липаритовые (б), 2 – карбонатно-терригенные отложения внутриплитных депрессий (а) и прототеррейны (б). Тимано-Протоазиатский ороген: 3 – комплексы субщелочных вулканитов рифтогенной деструкции (а) и вулканогенно-осадочные отложения переходной зоны (б), 4 – океанические базальтоидные (а) и островодужные андазит-дацит-риолитовые (б) комплексы, 5 – ареалы вулкано-интрузивных комплексов межтеррейновой коллизии в вулканогенной (а)) и интрузивной (б) фациях, 6 - андезитдацитовые комплексы активной континентальной окраины (а) и терригенно-осадочные отложения пассивной перикратонной окраины (б), 7 - метатерригенно-осадочные породы основания прототеррейнов (а) и осадочные породы краевого прогиба (б).

Системы палеозойского цикла. Эпикратонные и эпиокеанические орогенические пояса: 8 – вулканогенные субщелочные комплексы ранних этапов (а) и базальтоидов и долеритовых даек поздних этапов (б) растяжения, 9 – зоны проявления вулканогенных комплексов ранней стадии рифтогенной деструкции (а) и эпиплитных траппоидов и субщелочных интрузий (б), 10 – базальтоиды океанического раздвижения (а) и эпиостроводужные андезит-дацит-липаритовые комплексы (б), 11 – трахибазальты и трахилипариты стадии аккреции (а) и габбро-ультрабазитовые массивы (б).

Уральский ороген: 12 - зоны океанических базальтоидов (а) и ультрабазит-габбровые и ультрабазитовые массивы, 13-островодужные базальт-андезит-липаритовые серии ранней (а) и поздней (б) аккреции Среднеуральской мегазоны, 14 – островодужные базальт-андезитовые и базальтандезит-дацит-липаритовые серии ранней (а) и поздней (б) аккреции Южноуральской мегазоны, 15 - тектонитов с аккретированными блоками океанических и островодужных вулканитов (а), скученное основание зоны межсегментной коллизии (б), 16 - вулканогенные (а) и интрузивные (б) комплексы межсегментной коллизии, 17 - океанические и островодужные комплексы литоблоков зон аккреции и коллизии (а) и межсегментной коллизии (б, 18 - вулканогенные (а) и интрузивные (б) комплексы вулкано-плутонических поясов активных аккреционных континентальных окраин, 19 - вулканогенноинтрузивные комплексы межтеррейновой коллизии (а) и вулканогенные комплексы известково-щелочных и субщелочных серий сдвигово-раздвиговых структур (б), 20 - осадочный чехол погруженных террейнов (а) и гнейсово-мигматитовые образования и гранитные плутоны террейнов древней континенентальной коры, 21 - зона межорогенной коллизии Уральского и Казахстанского орогенов (б).

Печорский эпикратонный бассейн: 22 – зоны выходов девонских базальтоидов (а) и девонских терригенно-осадочных отложений с проявлениями базальтоидов в лавовых и дайковых фациях (б) внутрикратонной активизации, 23 – эпикратонные карбонатно-терригенные отложения (а) и отложения предгорных унаследованных депрессий (б). 24 – траппоиды (а) и осадочные отложения (б) палеозойско-мезозойских депрессий.

Геодинамические элементы **мезозойско-кайнозойского цик**ла: 25 - вулканогенные комплексы грабенов отраженного рифтогенеза (а) и садочные отложения депрессий и впадин (б).

Структурно-геодинамические элементы: 27 – Трансуральский межплитный коллизионный шов (а), швы межорогенной коллизии (б), коллизионные швы разного порядка (в), аккреционные швы (г).

В южной части к Уральскому орогену причленяется блок, который может быть отнесен к системе казахстанид. В сложении блока выделяются зоны развития вулканогенных и ультрабазитовых комплексов океанической коры и вулканогенноинтрузивные ассоциации надсубдуктивного пояса.

Самостоятельную систему геодинамических ассоциаций палеозойского интервала образуют элементы Печорской эпикратонной впадины. Дифференцированное опускание аккреционноколлизионного основания плиты в геодинамических режимах внутриплитного растяжения сопровождалось накоплением рифтогенно-грабеновых, депрессионно-грабеновых и эпикратоннодепрессионных осадочных отложений. Вулканогенные комплексы основного состава с параметрами траппоидов выделяются на уровне среднегопозднего девона, характеризуя режимы эпикратонной активизации.

Геодинамические ассоциации **мезозойскокайнозойского цикла** в сложении сегмента имеют ограниченное проявление. Вулканогенные комплексы этого периода, контролируемые рифтогенными депрессиями и региональными разломами, связываются с геодинамикой Западно-Сибирской плиты и отнесены к элементам отраженного рифтогенеза.

#### выводы

1. Плитотектонические циклы формирования сегмента литосферы Северо-Западной Евразии и связанные с ними вулканогенные ассоциации характеризуются проявлением разного числа отличающихся по геодинамике геодинамических систем.

2. Системы характеризуются индивидуальными рядами ассоциацями полной или неполной геодинамической последовательности режимов и обстановок, составными элементами которых являются вулканогенные и вулканогенно-интрузивные ассоциации.

3. Отмечаются существенные отличия для вулканогенных ассоциаций геодинамических систем, связанных с эпикратонными и эпиокеаническими режимами формирования.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Геодинамическая карта Урало-Тимано-Палеоазиатского сегмента Евразии. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН – УГГУ, 2009.
- Палеогеодинамические ассоциации и тектоногеодинамические элементы Урало-Тимано-Палеоазиатского сегмента Евразии / В.М. Нечеухин, В.А. Душин, В.Г. Оловянишников. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН – УГГУ, 2009, 156 с.

## РИФТОГЕННЫЙ ДЕВОНСКИЙ ВУЛКАНИЗМ АЛТАЕ-САЯНСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ ОБЛАСТИ (ЛАТЕРАЛЬНЫЕ ВАРИАЦИИ СОСТАВА И УСЛОВИЯ ПРОЯВЛЕНИЯ)

### © 2011 г. В. П. Парначёв

Томский государственный университет, Томск, dingeo@ggf.tsu.ru

Рифтогенные девонские вулканогенно-осадочные и вулкано-плутонические ассоциации слагают на современном эрозионном срезе не менее 30% поверхности Алтае-Саянской складчатой области (АССО), сохранившись в наиболее полном объёме в относительно крупных Агульском, Минусинском, Кузнецком прогибах и многочисленных более мелких прогибах-грабенах Кузнецкого Алатау, Горной Шории, Тувы и Горного Алтая. Характеристике этих ассоциаций посвящены многочисленные публикации, среди которых следует отметить крупные обобщения И.В Лучицкого [1960], Ю.А. Кузнецова [1964], Г.В. Полякова и др. [1974], И.В. Гордиенко [1987] и др., а также вышедшие из печати в последние десятилетия монографии [Геология и полезные..., 1998; Хомичев и др., 2001, 2008; Парначёв и др., 1996, 2002]. Несмотря на столь пристальное внимание, всё ещё остаются дискуссионными многие вопросы стратиграфического расчленения, вещественного состава и геодинамических обстановок проявления девонского вулканизма.

Стратиграфическое расчленение девонской вулканической серии базируется на чередовании вулканитов субщелочного основного, среднего, в том числе, щелочного, и кислого состава, а также толщ осадочных пород. Осадочные, преимущественно красноцветные терригенные породы с единичными маломощными прослоями известняков встречаются на всех стратиграфических уровнях серии, чаще образуют невыдержанные по латерали и мощности толщи, реже нацело слагают всю серию, и не могут служить маркирующими горизонтами для её стратиграфического расчленения. Обращает на себя внимание присутствие в осадочных толщах кристаллов и отпечатков гипса, указывающие на эвапоритовые обстановки осадконакопления.

На общем сквозном базальт-трахибазальтовом фоне существовали отдельные ареолы (вулканические постройки) с проявлениями высокоэксплозивных трахит-трахиандезитовых и риолиттрахириолитовых вулканитов, в том числе и игнимбритов. При этом, нередко толщи кислых и субщелочных среднекислых вулканитов полностью перекрывают базальтоиды и непосредственно налегают на породы додевонского фундамента, в том числе и граниты, что в ряде случаев служит предлогом для обоснования альтернативных схем стратиграфии вулканогенно-осадочной серии и антидромной направленности вулканизма [Шнейдер, Зубкус, 1962; Хомичев и др., 2001].

В западном направлении в прогибах Горного Алтая отмечается омоложение вулканизма, который продолжался и в позднедевонское время при преобладание в ряде случаев кислых порой ультракалиевых разностей при сохранении в целом гомодромной направленности.

Существенные коррективы в бытующие представления о строении серии вносит признание определённой роли послойных интрузивных тел (силлов) базальт-трахибазальтового состава [Краснов, Федосеев, 2000; Федосеев, 2001 и др.], что в ряде случаев служит основанием для выводов о том, что девонский вулканизм на востоке Алтае-Саянской области был эксплозивным, а излияний базальтоидных лав не было совсем [Краснов, Ратанов, 2000]. Вместе с тем, не отрицая роли послойных тел основного состава в строении серии, необходимо обратить внимание на огромные поля излившихся базальтов и их туфов, известных в марченгашской толще в районе пос. Шира, в правобережье Енисея в пределах Дербинской площади и в других местах.

Девонский вулканизм при общем субщелочном составе продуктов характеризуется широкими вариациями состава эффузивов и достаточно чётко проявленной зональностью, что ранее было отмечено Г.В.Поляковым и др. [1974]. Это проявляется в наличии в северо-восточных структурах (Агульской, Чебаково-Балахтинской, Талановской) щелочных нефелинсодержащих вулканитов (базанитов, линозаитов, нефелиновых базальтов, нефелинитов, берешитов, фонолитов и др.) и комагматичных им интрузивных аналогов (нефелиновых сиенитов, горячитов, тешенитов и уртитов), а также карбонатитов. В южном и юго-западном направлениях уменьшается щёлочность девонских магматических пород, и они сменяются субщелочными и известково-щелочными разностями. Н.А. Макаренко [Макаренко, Парначёв, 2005] на основе петрохимических пересчётов проведена ревизия номенклатуры субщелочных вулканических пород среднего состава всех впадин Минусинского прогиба. По его данным в самой северной Назаровской впадине доминируют трахиты и их щелочные разности вплоть

до появления берешитов и нефелинитов. В западной части Чебаково-Балахтинской впадины превалируют трахиты (85%); трахиандезиты составляют 15%, в то время как в восточной части этой структуры (Дербинская площадь) трахиты и кварцевые трахиты совместно с трахитоидными фонолитами составляют 91%, а трахиандезиты – только 9%. Южнее в Сыдо-Ербинской впадине начинают преобладать трахиандезиты (71%) при заметном уменьшении количества трахитов (29%). В Южно-Минусинской впадине в ещё большем количестве встречаются трахиандезиты (73%) и в меньшей мере-трахиты (27%). В ряде прогибов Горного Алтая фиксируются вулканические серии базальтдацит-риолитового состава, местами с явным преобладанием ацидитов и с незначительным количеством андезитоидов.

Неоднозначной остаётся и трактовка геодинамических обстановок проявления девонского вулканизма. Первые попытки найти его место в схеме тектонического развития региона были сделаны А.А. Моссаковским [1963] и Ю.А. Кузнецовым [1964], которые считали, что этот вулканизм фиксирует орогенный этап развития подвижной зоны. Позднее В.П. Ковалёв [1980] рассматривал вулканизм, проявившийся в АССО на рубеже силурадевона, в качестве платобазальтового панцыря океанической коры Тетиса. По автору, конец стадии океанизации в нижнем девоне знаменовался заложением структуры типа зон Заварицкого-Беньофа, сопровождавшейся островной дугой и глубоководным жёлобом, что отмечается в современных структурах Западного Саяна и Горного Алтая. В.С. Зубков [1991] считал возможным рассматривать девонские грабеновые структуры юго- западного обрамления Сибирской платформы в качестве фрагментов девонского рассеянного палеорифта. Сходная картина была предложена сотрудниками Томского университета [Парначёв и др., 1996, 1998, 2002], согласно которой регион в раннедевонское время развивался в режиме континентального рифтогенеза. Эта схема была уточнена Я.М. Гутаком [1997], считавшим, что территория Горного Алтая в девонское время пережила переход от режима пассивной континентальной окраины (лохков-прага) к режиму активизации (эмс-эйфель), присдвиговому рифтогенезу (живет) и эпиконтинентальному субплатформенному типу (поздний девон и далее). В Рудном Алтае в этот промежуток времени происходит переход от океанической стадии развития (лохковпрага) к островодужной (эмс-поздний девон), что, по мнению автора, подтверждается индикаторными магматическими (в том числе и вулканическими) формациями.

Определённое уточнение в схему Я.М. Гутака [1997] было внесено М.Ю. Промысловой [2005], специально изучавшей условия образования девонской рудоносной базальт-риолитовой формации Лениногорского района Рудного Алтая. Тщательный анализ стратиграфической последовательности вулканогснно-осадочных толщ, их пространственного размещения на современной эрозионной поверхности, данные петрогеохимических исследований вулканитов и вертикальной (возрастной) зональности распределения рудных формаций позволили М.Ю. Промысловой предложить и обосновать новую геодинамическую модель развития регона в девонское время. Представляется вполне убедительным вывод автора о том, что девонская базальт-риолитовая формация Рудного Алтая образовалась в обстановке перехода СОХ Обь-Зайсанского палеоокеана в континентальный рифт в пределах Алтае-Монгольского континента.

С учётом последних данных следует признать наиболее оптимальной на сегодняшний день модель проявления девонского вулканизма в грабенах тыловой континентальной рифтовой системы, сменяющейся в западном и юго-западном направлениях активной континентальной окраиной, осложнённой зоной перехода континентального рифта в СОХ Обь-Зайсанского палеоокеана.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Геология и полезные ископаемые Северной Хакасии / Парначёв В.П., Васильев Б.Д., Иванкин Г.А. и др. Томск: ТГУ, 1998. 172 с.
- Гордиенко И.В. Палеозойский магматизм и геодинамика Центрально-Алтайского складчатого пояса. М.: Наука, 1987. 238 с.
- 3. **Гутак Я.М.** Стратиграфия и история развития Алтая в девоне и раннем карбоне. Автореф. дисс. ... докт. геол.-минер. паук. Новокузнецк: 1997. 39 с.
- Зубков В.С. Свидетельства и особенности девонского рифтогенеза Алтае-Саянской складчатой области // Палевулканизм Сибири. Томск: ТГУ, 1991. С. 49–50.
- Ковалёв В.П. Герцинский магматизм Предсаянья (радиогеохимия, петрология, реконструкции). Новосибирск: Наука, 1980. 424 с.
- Краснов В.И., Ратанов Л.С. Корреляция раннедевонских осадочно-туфогенных образований Минусинского прогиба // Стратиграфия и палеонтология Сибири. Новосибирск: СНИИГГИМС, 2000. С. 87–92.
- Краснов В.И., Федосеев Г.С. Быскарская серия Минусинского межгорного прогиба: современная интерпретация (к совершенствованию легенды Госгеолкарты-200 и -1000) // Стратиграфия и палеонтология Сибири. Новосибирск: СНИИГГИМС, 2000. С. 93–99.
- 8. **Кузнецов Ю.А.** Главные типы магматических формаций. М.: Недра, 1964. 387 с.
- Лучицкий И.В. Вулканизм и тектоника девонских впадин Минусинского межгорного прогиба. М.: АН СССР, 1960. 276 с.
- Макаренко Н.А., Парначёв В.П. О номенклатуре раннедевонских субщелочных вулканогенных пород среднего состава в Минусинском межгорном проги-

бе // Петрология магматических и метаморфических комплексов. Томск: ТГУ, 2005. С. 196–198

- 11. Моссаковский А.А. Тектоническое развитие Минусинских впадин и их горного обрамления в докембрии и палеозое. М.: Госгеолтехиздат, 1963. 216 с.
- Парначёв В.П., Вылцан И.А., Макаренко Н.А. и др. Девонские рифтогенные формации юга Сибири. Томск: ТГУ, 1996. 239 с.
- 13. Парначёв В.П., Макаренко Н.А., Динер А.Э. и др. Массив горы Чёрная Сопка – эталон черносопкинского сиенит-щёлочногабброидного комплекса (Восточный Саян). Красноярск: КНИИГГиМС, 2002. 139 с.
- 14. Поляков Г.В., Довгаль В.Н., Телешев А.Е. Сравнительный анализ девонских вулкано- плутонических ассоциаций центральной части Алтае-Саянской складчатой области // Среднепалеозойские интрузии гранитов и сиенитов Кузнецкого Алатау и северо-западной части Восточного Саяна. Новосибирск: Наука, 1974. С. 7–84.
- 15. Промыслова М.Ю. Геодинамические условия обра-

зования девонской рудоносной базальт-риолитовой формации Лениногорского горнорудного района (Рудный Алтай). Авгореф. дисс. ... канд. геол.-мин. наук. М.: МГУ, 2005. 19 с.

- Федосеев Г.С. О масштабах базитового силлогенеза в северной части Алтае-Саянской складчатой области // Петрология магматических и метаморфических комплексов. Томск: ЦНТИ, 2001. С. 181–186.
  Хомичев В.Л., Единцев Е.С., Косоруков А.П.
- Хомичев В.Л., Единцев Е.С., Косоруков А.П. Эталон ширинского (быскарского) трахит-трахибазальтового комплекса (Минусинский межгорный прогиб). Новосибирск: СНИИГГИМС, 2008. 278 с.
- Хомичев В.Л., Смагин А.Н., Чунихина Л.Е. Эталон имирского вулканического комплекса (Восточный Саян). Новосибирск: СНИИГГИМС, 2001. 208 с.
- Шнейдер Е.А., Зубкус Б.П. Стратиграфия нижнеи среднедевонских отложений Северо-Минусинской и Сыдо-Ербинской впадин // Мат-лы по геологии и полезным ископаемым Красноярского края. Вып. 3. Красноярск: Красноярское книжн. изд-во, 1962. С. 41–56.

# ПАЛЕОЗОЙСКИЙ ВУЛКАНИЗМ ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ АЛТАЕ-САЯНСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ ОБЛАСТИ

### © 2011 г. О. Ю. Перфилова, М. Л. Махлаев

Сибирский федеральный университет, Красноярск, perfil57@mail.ru

Интенсивный вулканизм в центральной части Алтае-Саянской складчатой области в зоне сочленения структур Кузнецкого Алатау, Западного Саяна и наложенных Минусинских межгорных впадин проявлялся неоднократно в течение палеозоя. Современная тектоническая структура региона трактуется как область интенсивного тектонического скучивания, состоящая из разномасштабных аллохтонов [Берзин и др., 1996; Государственная..., 2008]. В результате на сравнительно небольшой территории оказались пространственно совмещены разновозрастные комплексы пород, сформированные в различных геодинамических обстановках на значительном удалении друг от друга [Перфилова и др., 2000].

Выделяются следующие самостоятельные этапы палеозойского вулканизма: кембрийский, среднепозднеордовикский, раннедевонский, раннекаменноугольный.

Кембрийский (возможно, венд-кембрийский) вулканизм связан с островодужным этапом развития территории [Метелкин, 1998]. Вулканогенные образования данного этапа представлены в северной части Западного Саяна нижнемонокской, верхнемонокской и чеханской свитами, а на восточном склоне Кузнецкого Алатау (внутренний склон островной дуги и прилегающая часть задугового бассейна) шипилинской, нижнесаралинской и верхнесаралинской толщами; В геодинамическом отношении целый ряд авторов, опираясь на результаты палеомагнитных исследований, рассматривает эти образования как сохранившиеся, но ныне разобщенные фрагменты единой протяженной Кузнецко-Северосаянской островодужной системы, существовавшей в венд-кембрийское время [Берзин и др., 1996; Метелкин, 1998; Перфилова и др., 2000]. Образования этой вулканической островной дуги наиболее полно сохранились в северной части Западного Саяна. В основании островодужного комплекса здесь залегает существенно эффузивная нижнемонокская свита. Свита сложена преимущественно зеленокаменноизменёнными базальтами, андезибазальтами, а также плагиориодацитами и плагиориолитами. Подчинённую роль играют туфы различного состава, кремнистые и туфогенно-осадочные породы. Несколько позже (конец атдабана – боттомский века) в осевой части и на внутреннем склоне островной дуги сформировались вулканогенно-терригенно-карбонатные образования верхнемонокской свиты, в составе которой существенную роль играют агломератовые туфы базальтов. При этом крупнообломочные пирокластические породы слагают полосы субширотного направления шириной до 800 м, видимо, подчеркивающие расположение трещинных палеовулканических аппаратов [Государственная..., 2008; Перфилова и др., 2000; Перфилова и др., 2002].

Для венд-раннекембрийских энсиматических островодужных образований формации субаквальных натриевых базальтов - плагиориолитов характерен бимодальный состав вулканитов с отчётливой натриевой специализацией, умеренная титанистость и повышенная глинозёмистость базальтоидов. С вулканитами нижнемонокской и верхнемонокской свит пространственно и генетически связаны комагматичные им субвулканические интрузии (штоки, дайки, силлы), сложенные базальтами, микрогаббро, микродиоритами, а также микроплагиогранитами и плагиогранит-порфирами. Более глубинные интрузивные образования островодужного этапа в Северо-Саянской зоне представлены майнским габбро-плагиогранитным и лысогорским перидотит-пироксенит-габброноритовым комплексами. В Кузнецком Алатау это кундустуюльский габбро-плагиогранитный и бюйский габбродиоритовый комплексы. В петрохимическом отношении для них характерна низкая общая щёлочность резко выраженного натриевого уклона [Государственная..., 2008; Перфилова и др., 2000; Перфилова и др., 2002]. Стадия зрелой островной дуги и начало ее размыва представлены на восточном склоне Кузнецкого Алатау образоваениями азыртальской свиты, а в Северо-Саянской зоне – чеханской и кайзасской свитами, в которых наряду с туфотерригенными породами присутствуют базальты, андезибазальты, андезиты, исходный расплав которых образовался на более поздних стадиях субдукции в результате плавления все более глубоких частей погружающейся плиты. При этом под влиянием повышенной температуры в процесс плавления оказываются вовлеченными как базальты погружающейся океанической плиты, так и залегающие выше пелагические осадки. Поэтому в процессе плавления с участием затянутой в зону субдукции морской воды формируются известковощелочные расплавы, заметно обогащенные водой,

щелочами и литофильными элементами [Государственная..., 2008; Перфилова и др., 2002].

В начале среднего кембрия для восточного склона Кузнецкого Алатау и северной части Западного Саяна характерно наличие локальных проявлений вулканизма преимущественно среднего состава, большей частью имеющего эксплозивный характер. Эти проявления вулканизма известны в составе ряда терригенно-карбонатных свит: чеханской в Западном Саяне богоюльской, ефремкинской, тазыртальской и толчеинской – в Кузнецком Алатау [Перфилова и др., 2000].

Средне-позднеордовикский этап. В среднем – позднем ордовике (возможно, и в начале раннего силура) область салаирид восточной части Кузнецкого Алатау развивается в режиме тыловой части активной континентальной окраины. В области ранее консолидированных салаирских структур в пределах Кузнецкого Алатау и Восточном Саяне на этом этапе формируется вулкано-плутоническая ассоциация в составе трахибазальт-трахиандезиттрахириолитовой и сиенит-граносиенитовой формаций, для которых характерны повышенные содержания щелочей, TiO<sub>2</sub>, CaO, MgO, P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>, Th, B, Ba, Sr, Мо, пониженные – Rb). Средне-позднеордовикские вулканиты и их интрузивные комагматы образуют непрерывный гомодромный ряд с устойчивым повышением щелочности. Сиениты и граносиениты являются конечными членами закономерного эволюционного тренда, начинающегося базальтами и трахибазальтами, слагающими нижнюю часть вулканогенного разреза [Государственная..., 2008; Крук и др., 2002; Перфилова и др., 2004]. В Западном Саяне аналогом кошкулакской свиты, вероятно, являются вулканиты верхней толщи еринатской серии. Вопрос о возможном присутствии в Западном Саяне интрузивных формаций данного тектонического этапа остается открытым [Перфилова и др., 2000]. Таким образом, становление ассоциации происходило значительно позднее консолидации раннекаледонских складчатых структур Кузнецкого Алатау, завершившейся на рубеже кембрия-ордовика. Она формировалась в обстановке раскола и растяжения молодой литосферы континентального типа, за счёт материала, поступающего из глубинных (мантийных) магматических очагов. К концу ордовика – началу силура тектонический режим стабилизируется и вплоть до начала раннего девона проявления магматизма на всей рассматриваемой территории неизвестны [Государственная..., 2008; Перфилова и др., 2000].

Раннедевонский этап. Коллизионное развитие Западного Саяна в раннем девоне сопровождается формированием глубоких расколов и тектонической активизацией резонансного характера в ранее консолидированных салаирских структурах обрамления. В результате формируется система наложенных на складчатые структуры салаирид впадин Минусинского прогиба, разрез которых повсе-

местно начинают образования сложно построенного раннедевонского (пражско-эмсский) осадочновулканогенного комплекса в составе вулканогенных трахиандезит-трахибазальт-трахириолитовой, базальт-андезит-риолитовой, а также локально распространённой формации щелочных базальтоидов и фонолитов, которая сопровождается телами кийского габбро-нефелинсиенитового и горячегорского щелочно-габброидного комплексов [Парначев и др., 1994]. Грандиозные проявления девонского вулканизма охватили значительные территории. При этом в раннедевонское время выделяется несколько самостоятельных импульсов вулканической активности, каждый из которых начинался площадными излияниями слабодифференцированных лав основного состава. Вся ассоциация сформирована в континентальной обстановке. Субвулканические образования, комагматичные эффузивам раннего девона, формируют мелкие штоки, силлы и дайки. По мнению А.П. Косорукова и данным авторов затухание вулканической деятельности в разных частях Минусинского прогиба происходило не одновременно, и на завершающих стадиях этого процесса продолжали существовать изолированные ареалы вулканизма, разделённые территориями, где протекало лишь терригенное осадконакопление [Государственная..., 2008; Перфилова и др., 2000]. В Западной Тыве вулканизм этого этапа на начальных стадиях также проявился излиянием базальтов, андезибазальтов и андезитов, а на заключительных – формированием тел риолитов и риодацитов (кендейская, саглинская свиты) [Парначев и др., 1994; Перфилова и др., 2000].

Раннекаменноугольный этап. Присутствие пирокластического материала (преимущественно кислого состава) в отложениях раннего карбона дает основание предполагать существование центров эксплозивного вулканизма в регионе в этот период, хотя палеовулканические структуры этого времени достоверно не установлены [Государственная..., 2008]. М.И. Грайзер считал, что источник кислой пирокластики находится в Монголии [Грайзер, 1987]. В.Т. Зорин отмечал, что размер пирокластического материала в раннекаменноугольных отложениях Минусинского прогиба закономерно увеличивается в северном направлении. По его мнению, часть субвулканических тел в пределах Солгонского кряжа, считающихся раннедевонскими, в действительности может иметь каменноугольный возраст. Не исключено также, что центры вулканической деятельности этого этапа находятся ещё севернее и перекрыты отложениями чехла Западно-Сибирской плиты [Зорин, 1998].

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Берзин Н.А., Кунгурцев Л.В. Геодинамическая интерпретация геологических комплексов Алтае-

Саянской области // Геология и геофизика, 1996, Т. 37, № 1. С. 63-81.

- Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000 (третье поколение). Алтае-Саянская серия. Лист N-46 (Абакан). Объяснительная записка / В.В. Беззубцев, М.Л. Махлаев, В.Т. Кириченко, О.Ю. Перфилова и др. / Ред. Ю.С. Глухов, А.К. Мкртьчьян / Гл.ред. Е.П. Миронюк. СПб: ВСЕГЕИ, 2008. 396 с.
- Грайзер М.И. Нижнекаменноугольные отложения Саяно-Алтайской складчатой области. М.: Наука, 1987. 145 с.
- 4. **Зорин В.Т.** Нижний карбон Минусинского прогиба. СПб: Изд-во Разумовой Н.А., 1998. 144 с.
- Крук Н.Н., Бабин Г.А., Владимиров А.Г. и др. Девонотипный" магматизм Восточного Саяна (по данным U-Pb изотопных исследований) // Петрология магматических и метаморфических комплексов. Томск, 2002. Вып. 3, т. 1. С. 189–193.
- Махлаев М.Л., Перфилова О.Ю. Тимиртасская осадочно-вулканогенная ассоциация позднего эмса и ее место в истории геологического развития Южно-Минусинской впадины // Вулканизм и геодинамика: мат-лы II Всеросс. симп. по вулканологии и палеовулканологии. Екатеринбург, 2003. С. 680–684.
- Метелкин Д.В. Структурное положение островных дуг центральной части Алтае-Саянской складчатой об-

ласти по палеомагнитным данным. Автореф. дисс. ... канд. геол.-мин. наук. Новосибирск, 1998. 22 с.

- Парначев В.П., Макаренко Н.А., Родыгин С.А., Смагин А.Н. Основные особенности девонского вулканизма центральной части Алтае-Саянской складчатой области // Вопросы геологии Сибири. Вып. 2. Томск: Том. ГУ, 1994. С. 220–236.
- Перфилова О.Ю., Махлаев М.Л. История развития ранних и поздних каледонид центральной части Алтае-Саянской области в позднем докембрии – палеозое // Материалы региональной конференции геологов Сибири, Дальнего Востока и Северо-Востока России. Том I. Томск, 2000. С. 106–107.
- Перфилова О.Ю., Махлаев М.Л., Дербан А.Г. Кембрийская островодужная ассоциация Северо-Саянской зоны // Петрология магматических и метаморфических комплексов. Материалы Всероссийской научной конференции. Томск, 2002. С. 194–200.
- 11. Перфилова О.Ю., Махлаев М.Л., Сидорас С.Д. Ордовикская вулкано-плутоническая ассоциация в структурах горного обрамления Минусинских впадин // Литосфера. 2004. № 3. С. 137–152.
- Рублев А.Г., Шергина Ю.П. Ордовикский магматизм Восточного Саяна, Минусы и Кузнецкого Алатау // Геология и полезные ископаемые Красноярского края и республики Хакасия. Красноярск, 1996, № 3. С. 58–63.

## ТРАППОВЫЕ КОМПЛЕКСЫ В СТРУКТУРЕ ОСАДОЧНОГО ЧЕХЛА ЗАПАДА СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

© 2011 г. С. Н. Прусская\*, Ю. Р. Васильев\*\*

\*Институт горного дела, геологии и геотехнологий СФУ, Красноярск, prusskaja@yandex.ru \*\*Институ геологии и минералогии СО РАН, Новосибирск

Магматические образования Запада Сибирской платформы, составляющие трапповую формацию, включают сложный комплекс разновозрастных интрузивных и эффузивных пород, преобладающего основного состава. Эффузивный комплекс образует мощную вулканогенную толщу позднего палеозоя раннего мезозоя. Пирокластические породы залегают в основании лавового поля, образуя единое геологическое тело, около 500 тыс. км<sup>2</sup> – толщу, мощность которой уменьшается с севера на юг и с запада на восток от 3.5 км до первых сотен метров. Разрез этой толщи представлен чередующимися лавовыми покровами, имеющими мощность до первых десятков метров. По латерали некоторые покровы прослеживаются до 300-500 км (Нидымский, Ханамакитский, Надаянский, Ямбуканский и другие). В составе толщи преобладают разноструктурные толеитовые базальты, близкие к N-MORB. Присутствие дифференцированных лав (от субщелочных базальтов до полевошпатовых пикритов) в низах разрезов Норильско-Хараелахской зоны свидетельствует о пульсационном развитии траппового магматизма в рифтогенных структурах обрамления и сопряженных с ними структурах сочленения самой платформы [Альмухамедов, Васильев, Медведев, 1999].

К интрузивному комплексу относятся гипабиссальные, в основном пластовые интрузии (силлы), реже – секущие в основном дайковые тела, залегающие в осадочной толще палеозоя на различных стратиграфических уровнях как положительных, так и отрицательных структур.

Бурением, проведенным ПГО "Енисейнефтегазгеология" (1970–2000 гг.), было исследовано более 15 площадей Курейской синеклизы, Бахтинского мегавыступа и сопряженных структур. Пробурено порядка тысячи скважин глубиной 1.2–1.5 км и не менее двадцати скважин глубиной 2.5–5 км. Скважинами вскрыт разрез от четвертичных образований до протерозойских пород кристаллического фундамента. Граниты и гранито-гнейсы вскрыты параметрическими и разведочными скважинами Таначинской (7), Моктаконской (2, 3, 6), Марской (217) и Кочумдекской (1) площадей.

Отличительной чертой вскрытого геологического разреза является значительная (до 65%) насыщенность его трапповыми интрузиями. Гравитационные и сейсморазведочные данные подтверждают сложное блоковое строение осадочного чехла, обусловленное крайне неравномерным распределением трапповых (базитовых) интрузий.

Суммарная мощность интрузий до глубины порядка 4.5 км составляет до 1/3 вскрытого разреза независимо от стратиграфического уровня локализации (рисунок 1). При этом, отдельные структурноколонковые скважины на забоях, превышающих тысячу метров так и не вышли из интрузий – скважины Верхне-Нимдинской (8, 14), Ногинской (10), Моктаконской (7) площадей. Подсчитанный объем базитовых интрузивных комплексов по площадям, разбуренных структур, показал, что наибольшая насыщенность чехла интрузиями, а соответственно и объем интрузивных траппов приходится соответственно на следующие структуры:

1) Курейская синеклиза (насыщенность – до 44.5%, объем – 206.7 км<sup>3</sup>);

2) Турухано-Хантайский плакантиклинорий (насыщенность – до 31.4%, объем – 8.8 км<sup>3</sup>);

3) Бахтинский мегавыступ (насыщенность – до 67.9%, объем – 76.2 км<sup>3</sup>);

4) Байкитская антиклиза (насыщенность – до 28.9%, объем – 22.4 км<sup>3</sup>);

5) Катангская седловина (насыщенность – до 24.8%, объем – 35.2 км<sup>3</sup>);

6) Присаяно-Енисейская синеклиза (насыщенность – до 5.9%, объем – 9.4 км<sup>3</sup>);

7) Зона Ангарских складок (насыщенность – до 12.7%, объем – 75 км<sup>3</sup>).

Приведенные данные отражают "зараженность" – насыщенность осадочного чехла интрузивными образованиями и свидетельствует об интенсивности геодинамических процессов в пермотриасовый промежуток времени, характеризуемый становлением крупнообъемных интрузивных комплексов в пределах Запада Сибирской платформы [Васильев, Прусская, 1997; Прусская, 2008].

Обработанные данные вещественного состава пород интрузий, вскрытых разрезами скважин, в сочетании с петрохимической (силикатный анализ) и петрофизической (магнитный каротаж, измерения по керну скважин) информаций позволили [Прусская, 1993, 1997, 2008] выделить и охарактеризовать несколько типов интрузий (интрузивных комплексов – Лурье и др., 1964).

 Недифференцированные или слабодифференцированные интрузии пород нормального ряда. Катангский тип. Типичные разрезы вскрыты скважи-



Рис. 1. Насыщенность разреза осадочного чехла интрузиями в пределах Бахтинского мегавыступа.

• <u>Вн-1</u> – скважины глубокого поискового и параметрического бурения: числитель – аббревиатура и номер скважин; знаменатель – насыщенность разреза осадочного чехла базитовыми интрузиями (%).

нами структурно-колонкового бурения: 9, 10 – Нг (Ногинская площадь); 1, 2, 3, 4 – Внм (Верхнее-Нимдинская площадь).

2) Сложнопостроенные расслоенные дифференцированные интрузии пород нормального и магнезиального ряда. Крупнообъемные тела. Онёкский тип. Онёкский интрузив и его апофизы. Типичные разрезы вскрыты скважинами: 2, 5, 8, 9, 11 – Внм; 1 – Хлм (Холминская площадь); Кт – 1 (Котовская площадь); 1, 2, 3, 4 – Нс – профиль р. Неконгдакон – р. Северная; 1, 2 – Млк (Малькитконская площадь); 1, 2 – Кч (Качумдекская площадь).

 Дифференцированные и слабодифференцированные интрузии пород нормального и магнезиального ряда. Холминский подтип Онёкского типа. Типичные разрезы вскрыты скважинами: 7 – Знг (Западно-Ногинская площадь); 8 – Хлм; 4, 6 – Гф (Геофизическая площадь).

4) Расслоенные крупнообъёмные интрузивы повышенной железистости, сопоставимые с Кузьмовским типом (Ясенский, Анакитский и Максимовский интрузивы). Типичные разрезы вскрыты скважинами: 1, 2, 3, 4 – Яс (Ясенгская площадь); 1, 2, 3, 4 – Мк (Максимовская площадь).

5) Секущие, моноструктурные тела интрузий сопоставимые с Агатским дайковым типом. Прослежены секущие взаимоотношения их с телами Катанского и Онёкского типов. Типичные разрезы вскрыты скважинами: 3, 12 – Внм.

Данные среднего химического состава пород Онёкского интрузивного типа по 115 анализам показали, что среднее содержание MgO в породах равно 9.26±2.68 мас. %, изменяясь в породах разрезов отдельных скважин от 3.33 до 17.94 мас. %, что свидетельствует о высокой степени внутрикамерной дифференциации. По видимому, исходный состав, сформировавший всё многообразие пород Онёкского типа близок к петрохимическому типу западного сектора Сибирской платформы [Шарапов, Васильев, Прусская, 2001].

Анализ условий внутрикамерной дифференциации в координатах щелочность-кислотностькремнекислотность показал, что большая часть интрузий, вскрытых скважинами являются производными щелочной (калиевой) и слабощелочной серии глубинной дифференциации расплавов. Следовательно, выделенные в разрезах скважин наиболее мощные расслоенные интрузии (Онёкский интрузив и его ветви, Онёкский комплекс), содержащие полную расслоенную серию пород, очень близки к Норильским рудоносным дифференцированным интрузивам. Это может свидетельствовать об их потенциальной рудоносности.

Отмечаются также интрузивы, обладающие довольно высокой степенью основности (1.20–1.30), при щелочности-кислотности – 910–970, кремнекислотности – 720–770 и отношение калия к сумме щелочей К – 20–35. Следовательно, большинство интрузивов являются производными щелочной и слабощелочной петрогенетической серии глубинной дифференциации расплавов. Однако, разрезами скважин вскрыты и интрузивы, относящиеся в основном к калиевой группе щелочной ветви дифференциации. Заметим также, что по особенностям химизма изученные интрузивные массивы довольно четко разделяются на две группы:

1) Низкокалиевые интрузивы, близко стоящие по этому параметру к интрузивам Моронговского подтипа (Норильский район).

2) Высококалиевые интрузивы, сближающиеся с интрузивами Норильско-Талнахской группы.

Это свидетельствует о большой глубинности магматических очагов (очаговых зон), являющих-

ся поставщиками магматического материала и, очевидно, увеличивает перспективы данного района в отношении поисков никелевых руд.

Сотрудниками ИГиМ СОРАН Васильевым Ю.Р., Мазуровым М.П. и др. с использованием программы "КОМАГМАТ" доказано единство исходного расплава, сформировавшего Онёкский интрузивный комплекс, который составляет самостоятельный Онёкский петрохимический тип пород, образующий локальный ореол в общей петрохимической зональности распределения траппов на Сибирской платформе [Васильев Ю.Р. и др, 2008].

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Альмухамедов А.И., Васильев Ю.Р., Медведев А.Я. Низкокалиевые базальты Майчеча-Котуйской провинции и их вероятная геодинамическая позиция // Докл. АН. 1999. Т. 366, № 4. С. 507–510.
- Васильев Ю.Р., Прусская С.Н. Новые данные о крупнообъемных проявлениях пермо-триасовых итнрузивных траппов в чехле Сибирской платформы // Докл АН. 1997, Т. 354, № 2. С. 216–219.
- Васильев Ю.Р., Прусская С.Н., Мазуров М.П., Медведев А.Я., Альмухамедов А.И., Гора М.П. Онёкский интрузивный комплекс – новый структурный тип крупнообъемных проявлений интрузивного траппового магматизма на Сибирской платформе // Геология и геофизика. 2008. Т. 49, № 5. С. 395–409.
- 4. Лурье М.Л., Масайтис В.Л., Полунина Л.А. Петрография Восточной Сибири. Т. 1. М.: Изд-во Ан СССР, 1962. С. 5–70.
- Прусская С.Н. Интрузивный трапповый магматизм западной части Сибирской платформы. Автореф. дисс. канд. геол.-мин. наук.Новосибирск, 1993. 23 с.
- Прусская С.Н. Петрология и структурное положение интрузивных траппов запада Сибирской платформы. Красноярск: СФУ, 2008. 248 с.
- 7. Шарапов В.Н., Васильев Ю.Р., Прусская С.Н. Петрохимические характеристики интрузивных траппов в чехле Сибирской платформы и региональная зональность их состава // Геология и геофизика. 2001. Т. 42, № 9. С. 1299–1313.

\_\_\_\_

## І. ОБЩИЕ ВОПРОСЫ

## ДАЙКОВО-СИЛЛОВЫЕ КОМПЛЕКСЫ УРАЛА

## © 2011 г. В. Н. Пучков

Институт Геологии Уфимского Научного Центра (ИГ УНЦ РАН), Уфа)

Впервые рассмотрены и расклассифицированы дайково-силловые комплексы всего Урала. Предварительно выделяются следующие типы и возрастные уровни уральского дайково-силлового магматизма (собственные имена даны здесь по типовым местонахождениям): ЭПИКОНТИНЕНТАЛЬНЫЕ: среднерифейский машакско-бакальский, позднерифейский аршинско-серебрянский, ордовикский кидрясовско-лемвинский, ордовикско-силурийский ушатский, девонский инзерско-тимаизский (наиболее протяженный из всех), раннекаменноугольный басаевско- худолазовский, триасовый борисовский. Ясности с выделением раннерифейского дайкового комплекса пока нет, хотя работа в этом направлении ведется. ОКЕАНИЧЕСКИЕ (СПРЕДИНГОВЫЕ И НАДСУБДУКЦИОННЫЕ) (дайки в дайках): ордовикский океанический маньинский, девонский задуговый актогайский и девонский надсубдукционный хабарнинский.

Магматические комплексы, ассоциирующие с выделенными роями, демонстрируют довольно большое разнообразие. Помимо риолитовых даек, во многих случаях определяющих контрастный характер магматизма, отмечаются крупные комагматичные габбровые или габбро-гранитные массивы, а также малые интрузии субщелочных гранитоидов и сиенитов, а возможно – также карбонатитов и кимберлитов. На периферии Урала отмечается развитие трапповых полей, что само по себе подразумевает наличие под ними дайковых роёв – фидеров.

# АКТИВНЫЙ ВУЛКАНИЗМ ВОСТОЧНОЙ, ЮЖНОЙ ГРАНИЦ И ВНУТРЕННЕЙ АЗИИ В КОНТЕКСТЕ ЧЕТВЕРТИЧНЫХ СОБЫТИЙ

© 2011 г. С. В. Рассказов

Институт земной коры СО РАН, г. Иркутск, rassk@crust.irk.ru

Современная вулканическая активность территорий отражена в вулканической эволюции квартера – последнего периода в геологической истории Земли, отразившегося в ее современном состоянии. Обзор данных по четвертичным вулканам Азии представляется в настоящем сообщении с целью подчеркнуть важность детальных исследований отдельных вулканических полей для понимания общей сложившейся обстановки на ее территории. Особого внимания заслуживает поле Удалианчи СВ Китая, номинированное в текущем 2011 г. в Список Мирового Наследия ЮНЕСКО вулканических территорий. При всей уникальности этого поля, происходящие на нем современные процессы отражают общие тенденции геологической эволюции. Задача текущих исследований полей Азии выяснить попадают ли они по своим характеристикам под типовое геологическое и экологическое содержание поля Удалианчи или представляют объекты иного уникального содержания и, таким образом, могут представлять интерес в качестве новых кандидатов для включения в Список.

Одним из важных пунктов для номинации территории является наличие активных (голоценовых) вулканов. Мировой каталог, изданный в 1994 г. (Simkin, Siebert, 1994), включал многочисленные постройки юга Сибири и Монголии. Однако K-Ar, <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar и U-Th датирование, выполненное в последедующие 17 лет, показало в основном их позднеплейстоценовый возраст. Только небольшая часть вулканов была отнесена к голоцену. Оказалось также, что среди и этих вулканов отсутствуют постройки моложе 2 тыс. лет, тогда как все известные исторические извержения сосредоточены на востоке и юге Азии. Сравнительный анализа вулканической эволюции территорий с использованием новых и опубликованных датировок [Rasskazov and Taniguchi, 2006; Rasskazov et al., 2010] выполнен с выделением: 1) начальных четвертичных извержений на новых территориях, 2) заключительных извержений и 3) характера эпизодичности. Дополнительный критерий, заложенный в сравнительный анализ территорий и включающий смену магматических источников с течением времени, является предметом отдельного рассмотрения вулканического поля Удалианчи в сообщении И.С. Чувашовой и др.

Перестройка магматических систем 2.3– 1.5 млн. лет назад, начало вулканизма на новых территориях. Начальные извержения Удалианчи 2.3-2.0 млн. лет назад пришлись на перестройку магматических систем, происходившую в разных вулканических районах Азии в интервале от 2.3 до 1.5 млн. лет назад. На полях с длительной вулканической деятельностью, плиоценовые и четвертичные вулканы были пространственно разделены. Перераспределение вулканизма произошло на северовосточном и юго-западном структурных окончаниях Байкальской рифтовой системы. На первой территории объемные лавовые извержения сместились от северной окраины Удоканского вулканических поля к западной окраине между 2.3 и 1.8 млн. лет назад. На второй территории вулканизм угас в югозападной части Окинского плато с одновременным возобновлением в Восточной Туве около 2.1 млн. лет назад. Еще один вулканический скачок произошел на поднятии Хангая в Центральной Монголии, где вулканизм прекратился на Верхне-Чулутынском поле и возобновился после долгого перерыва на Тарят-Чулутынском 2.1–1.9 млн. лет назад.

Подобным образом, вулканизм претерпевал изменения около 2 млн. лет назад на межплитных границах. На Японских и Курильских островах эксплозивный кислый вулканизм сменился андезитовым. Этот переход был интерпретирован Жоливе и др. как следствие локализации сжатия вдоль восточной окраины Японского моря. Вулканическая активность существенно изменилась на стыке Юго-Западной Японии и дуги Рюкю около 2.0–1.5 млн. лет назад. Переход от низко- к высококалиевым извержениям свидетельствовал о начале субдукционных процессов. Трещинные лавовые извержения сменились пирокластическими вулканических центров. Эти особенности были объяснены изменением движения Филиппино-морской плиты с северо-северо-западного на запад-северо-западное (Kamata, Komada, 1999). В некоторых районах Азии ранние четвертичных извержения запаздывали. Например, вулканизм начался в Тибете ~1.65 млн. лет назад, на поле Тенченг ~1.57 млн. лет назад, на поле Датун и Джида ~1.3 млн. лет назад, а на поле Токинского Становика ~0.6 млн. лет назад.

Различное время заключительных извержений в последние 0.6 млн. лет. На поле Удалианчи последние извержения вулканов Лаохейшан и Хуошаошан происходили, соответственно, с 14 января 1720 г. по конец марта 1721 г. и с 26 апреля по



**Рис. 1.** Территории Евразии с различным завершением четвертичного вулканизма [Rasskazov, Taniguchi, 2006]. 1 – вулканы активных дуг восточной и юго-восточной границ Евразии; 2–5 – вулканы, расположенные в Евразии вблизи ее конвергентных границ, соответственно, последних 2 калибр. тыс. лет, 14.4 и 2 калибр. тыс. лет, 0.6–0.3 млн. лет, и >0.6 млн; 6 – межплитная граница (а) и такая же граница, подверженная сильному сжатию (б), 7 – направление и скорость современного движения плиты, см × год<sup>-1</sup>. Вулканические территории: Т, NTB – Тенченг и Северный Тибет в Индо-Азиатской зоне конвергенции, D – Датун в рифтовой зоне Шаньси; CH, W – Чангбайшан, Удалианчи в Восточно-Китайской рифтовой системе; CM, ES – Центральная Монголия, Восточный Саян в юго-западной части Байкальской рифтовой системы, перекрывающейся с Центрально-Азиатской орогенной системой; TN, DZ, V – Тункинская впадина, Джида, Витим в центральной части Байкальской рифтовой системы; UD – Удокан в ее северо-восточной части, перекрывающейся с Олекма-Становой орогенной системой; TS – Токинский Становик в Олекма-Становой орогенной системе, Q, С – линия Кветта и Кавказ к западу от Индо-Азиатской зоны конвергенции; IDC – Ил-де-Седрас в Юго-Восточной Азии; BT, A – Балаган-Тас и Анюй в Северо-Восточной Азии.

июнь 1721 г. (Liu, Taniguchi, 2001). Задокументированные исторические извержения вулканов известны в соседних областях Северо-Восточного Китая и Корейского полуострова, а также в Северном Тибете, Северо-Восточном Гималайском синтаксисе (Тенгченг), Северо-Восточной Азии, на Кавказе и к юго-востоку от Индокитая (Ил-де-Седрас). Другие вулканические территории отличаются по времени заключительных извержений. Вулканическая активность хр. Удокан прекратилась около 2 тыс. лет назад, Центральной Монголии и Восточного Саяна – в раннем голоцене, в Токинском Становике – около 0.3 млн. лет назад, а в Тункинской впадине, бассейнах Джиды и Витима – около 0.6 млн. лет назад (рис. 1). Время извержений в Токинском Становике было ограничено методом <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar интервалом 0.6–0.3 млн. лет назад. Датирование методом <sup>40</sup>Ar–<sup>39</sup>Ar игнимбритов Камчатки выявило временной интервал высокой эксплозивности вулканизма 0.56–0.28 млн. лет назад [Леонов и др., 2008]. В Тункинской впадине, бассейнах Джиды и Витима вулканизм прекратился около 0.6 млн. лет назад в связи с изменением характера деформаций, выраженных в поднятие Еловского отрога в Тункинской долине и западного плеча Южно-Байкальской впадины. Подобная инверсия четвертичных тектонических движений установлена в рифтовой зоне Фен-Вэй (Шаньси), Китай.

Эпизодичность. С одной стороны, на полях Удалианчи и Келуо происходили регулярные извер-



Рис. 2. Графики частоты датировок вулканических пород Центральной, Южной и Восточной Азии в диапазоне последних 2.1 млн. лет и соответствующие диаграммы спектрально-временного анализа. Ряды данных для Центральной и Южной, Восточной Азии включают, соответственно, 113 и 71 датировку со скользящим интервалом 0.03 млн. лет, соответствующим средней погрешности измерения. Расчеты были выполнены скользящим окном, составляющим 33% от длины ряда. На нижних диаграммах краевые части рядов (т.е. <0.37 и 1.63–2.1 млн. лет назад) отсечены.

жения с экспоненциально возрастающей частотой (уменьшением интервалов между извержениями от ~800 до ~50 тыс. лет). С другой стороны, эти поля были объединены с соседними вулканическими полями Восточной Азии в единую область, пространственно связанную с межплитной границей.

Спектрально-временной анализ вулканических событий Центральной Азии показал квазипериодичность (1) 2.6, (2) 0.7, (3) 0.5–0.4, и (4) 0.3 млн. лет в последние 5 млн. лет с резким относительным уменьшением периодов для первого и третьего циклов около 2.1 млн. лет назад. Последняя вулканическая квазипериодичность играла важную роль также в последние 1.1 млн. лет. Кроме того, более частые циклы (в основном 0.17 и 0.07 млн. лет) получили развитие в последние 1.6 млн. лет (рис. 2).

В отличие от Центральной Азии, в которой циклы были выдержаны во времени, в Восточной и Южной Азии выявлены переходы с увеличением или уменьшаем периодов. Преобладала вулканическая квазипериодичность 0.7–0.3 млн. лет. Эта цикличность была сопоставима с изменениями эксцентриситета вращения Земли (~0.4 млн. лет), что может свидетельствовать об общей зависимости вулканической деятельности от режима ее вращательного движения. Отклонение вулканической периодичности от этой величины в Южной и Восточной Азии объясняется изменениями во взаимодействии между плитами. В диапазоне 6.0–5.0 млн. лет, назад вулканическая цикличность соответствует вариации эксцентриситета, но 5.0-4.2 млн. лет назад периодичность уменьшилась до 0.36 млн. лет. Затем, с 4 до 2 млн. лет назад, существовала вулканическая цикличность 0.3 млн. лет, наряду с цикличностью 0.4 млн. лет. Раннечетвертичная перестройка магматических систем в Южной и Восточной Азии также сменялась вулканической цикличностью 0.3 млн. лет в диапазоне 1.5-1.2 млн. лет назад, но с последующим переходом к цикличности 0.7 млн. лет в диапазоне 0.8-0.5 млн. лет назад. Одновременно, около 0.6-0.5 млн. лет назад, проявились более частые события с периодичностью 0.1 млн. лет и менее. Сдвиг извержений от окончаний к центральной части вулканической линии Уохушан-Уэйшан, Удалианчи происходил в последние 0.56 млн. лет с завершающими событиями вулканов Лаохейшан и Хуошаошан.

Заключение. Начальные и конечные четвертичные вулканические извержения в Азии, по-видимому, контролировались изменением напряженно-деформированного состояния литосферы, регулировавшим поступление магм наземную поверхность. Активные вулканические процессы Удалианчи отражены в общих тенденциях вулканической эволюции. На этом вулканическом поле вулканизм начался 2.0–2.3 млн. лет назад, одновременно с общей перестройкой, происходившей на различных вулканических территориях в интервале 2.3–1.5 млн. лет назад. Последние исторические извержения Удалианчи характеризовали кон-

центрацию вулканических событий вблизи межплитных границ в последние 2 тыс. лет, а во Внутренней Азии извержения продолжались 14.4-2.0 калибр. тыс. лет назад. По-видимому, эффект взаимодействия литосферных плит был выражен в отклонениях вулканических циклов от орбитального периода ~0.4 млн. лет в Восточной и Южной Азии в интервале 5.0-0.8 млн. лет назад. Перестройка магматических систем в раннем квартере состоялась во время максимального отклонения (т.е. при периодичности до 0.2 млн. лет). Переход к режиму с вулканическими циклами, превышавшими орбитальное значение (с периодами до 0.7 млн. лет) привел к аномально быстрой периодичности 0.1 млн. лет в последние 0.6 млн. лет. На этом временном отрезке, извержения вулканов Центральной, Восточной и Южной Азии стали синхронными. Из выполненного анализа следует, что четвертичный вулканизм восточной, южной пограничных территорий и внутренней части Азии отличался, поэтому для последней поле Удалианчи не может рассматриваться как представительное. Для включения в Список Мирового Наследия могут рассматриваться вулканы Восточного Саяна и хр. Удокан.

Работа выполнена при финансировании в рамках реализации ФЦП "Научные и научно–педагогические кадры инновационной России" на 2009–2013 годы", государственный контракт № П736.

### ЛИТЕРАТУРА

- 1. Goto Y., Funayama A., Gouchi N. et al. K–Ar ages of the Akan-Shiretoko volcanic chain lying oblique to the Kuril trench: implications for tectonic control of volcanism // *The Island Arc.* 2000. V. 9. P. 2004–2018.
- Kamata H., Komada K. Tectonics of an arc-arc junction: an example from Kyushu island at the junction of the Southwest Japan arc and the Ryukyu arc // *Tectonophysics*. 1994. T. 233. P. 69–81.
- Liu J., Taniguchi H. Active volcanoes in China // Northeast Asian Studies. 2001. V. 6. P. 173–189.
- Rasskazov S., Taniguchi H. Magmatic response to the Late Phanerozoic plate subduction beneath East Asia. CNEAS Monograph Series No. 21. Tohoku University, Japan, 2006. 156 p.
- 5. **Rasskazov S.V., Brandt S.B., Brandt I.S.** Radiogenic isotopes in geologic processes. Springer, Dordrecht, Heidelberg, London, New York, 2010. 306 p.

\_\_\_\_\_

### І. ОБЩИЕ ВОПРОСЫ

## ПАЛЕОВУЛКАНОЛОГИЧЕСКИЕ РЕКОНСТРУКЦИИ ПЕРМСКИХ ВУЛКАНО-ТЕКТОНИЧЕСКИХ СТРУКТУР ЮЖНОГО БОРТА КУРАМИНСКОЙ ЗОНЫ

## Я. М. Рафиков

Институт геологии и геофизики им. Х.М.Абдуллаева АНРУз, Ташкент, rafikov yalkin@mail.ru

Один из результатов всестороннего изучения нижнепермского вулканизма в рассматриваемых Кассанской, Чадакской, Гавасайской структурах – палеовулканические реконструкции, которые позволили установить форму и тип вулканических построек и определить характер и последовательность извержений.

Общим для всех продуктов раннепермского вулканизма являются наземные условия формирования, о чем свидетельствует красно-каменное изменение пород, чередование их с флороносными терригенными образованиями и наличие бомбовых горизонтов.

Ниже рассмотрим характер вулканической деятельности и палеовулканические реконструкции для каждой из рассматриваемых структур.

Кассанский грабен. Вулканиты в этой структуре представлены в основном андезитами и трахиандезитами, составляющими 80% общего объема вулканитов, в то время как остальные типы пород (трахибазальты, андезито-базальты, андезито-дациты, липариты) имеют небольшое удельное значение.

Палеовулканическими реконструкциями в пределах грабена установлен крупный Бербулакский стратовулкан с диаметром около 30 км, который также можно отнести к промежуточному типу (E = 40–62%). В строении этого стратовулкана установлено три зоны: околожерловая, промежуточная, удаленная. Кроме того, здесь намечается магмовыводящий канал с удлиненными очертаниями (слияния рек Терексая и Кассансая), приуроченный к зоне Кассанского глубинного разлома.

Околожерловая зона стратовулкана сложена глубокообломочными туфами андезитового и трахиандезитового состава с единичными лавовыми потоками андезитов, редко андезито-базальтов. В промежуточной зоне грубообломочные туфы сменяются более мелкообломочными, появляются маломощные прослои вулканомиктовых песчаников, количество и мощность которых резко возрастают в удаленной зоне. В юго-западной части вулканической постройки (район р. Кашкасу) сформированы небольшие вулканические конусы, на что указывает наличие некков. Вулканическая деятельность началась с эксплозий андезитового состава, сменявшихся излиянием лавовых потоков андезитов, трахиандезитов. Незначительное затишье вулканической деятельности сопровождается переотложением рыхлого материала с образованием линз и прослоев вулканомиктовых и даже полимиктовых песчаников. В заключительный этап развития вулканизма произошли излияния лав трахиандезитового состава. Период вулканической активности заканчивается внедрением субвулканических и силлообразных тел андезито-базальтов, трахибазальтов и андезитов мощностью от 10 до 30 м и протяженностью от 500 м до 2 км. Развиты они по обоим бортам р. Кассана, у истоков р. Манакамсая и его устья, в бассейне р. Алмалыбулака, а также наблюдаются в междуречье Кызылчукурсай-Кашкасу. Сохранившийся объем извергнутого вулканического материала, включая вулканомиктовые образования в северовосточной части структуры, составил 252 км<sup>3</sup>.

Кумлай-Коксарекский грабен. Вулканиты описываемой формации в рассматриваемой структуре образовались при извержении вулканов промежуточного типа (Е = 30–59%). Палеовулканические реконструкции позволили наметить два стратовулкана диаметром около 10-15 км, реликты которых выделяются по аномальному росту мощностей лав и туфов в разрезе и наличию продуктов жерловых фаций. Для них характерны дифференцированные серии пород от базальтов, андезитобазальтов до андезитов и их субщелочных разностей и трахитов. Одна из таких построек находится в северо-восточной части грабена (район Каккозасая), вторая - в западной в междуречье Саемранга и Джидасая. Первая из них представлена двумя некками, приуроченными к синвулканическим разломам. В плане она имеет овальную форму диаметром 200-500 м и частично срезана гипабиссальной интрузией габбро-диоритов. Некки выполнены трахибазальтами и трахиандезитами. В западной части структуры установлена жерловина, сложенная глыбовыми туфами и эруптивными брекчиями трахибазальтового состава.

В структуре построек установлены две фациальные зоны: околожерловая и промежуточная. Продукты первой из них представлены грубообломочными туфами базальтов, трахибазальтов с прослоями лав базальтов, трахибазальтов, реже, трахиандезитов. В промежуточной зоне наблюдаются мелкообломочные туфы, появляются прослои вулканомиктовых песчаников и лахары. Вулканическая деятельность началась с эксплозий андезито-базальтового и трахибазальтового материала, сменившихся излиянием лавовых потоков того же состава, а завершилась лавовыми потоками трахиандезитового состава. Незначительное затишье вулканической деятельности сопровождалось переотложением рыхлого материала с образованием линз и прослоев вулканомиктовых песчаников. Сохранившийся объем извергнутых вулканогенных пород, сформировавших описываемую формацию в Кумлай-Коксарекском грабене, составляет 24 км<sup>3</sup>.

Заключительный этап вулканической деятельности характеризуется фумарольно-сольфатарной деятельностью, преобразовавшей породы до аргиллизитов, наиболее широко развитых вблизи Коккозасайского центра. Вулканизм сопровождался внедрением субвулканических тел трахибазальтов, трахиандезит-трахибазальтов и андезитов. Они широко развиты севернее пос. Каракурган, по Каккозасаю, Кучарсаю, у род. Карабулак, Ташкескен, Саемранг, по обоим бортам Джадасая. Размеры их от нескольких десятков метров в поперечнике до 2 км по простиранию. Контакты с субвулканическими интрузиями секущие. Они внедрялись вдоль разломов и по напластованию пород в виде дайко- и пластообразных тел. К участкам сопряжения основных разломов приурочены субвулканические гипабиссальные интрузии габбро, сиенито-диоритов, монцонитов, представленные штокообразными телами площадью от 1.5 до 2.5 км<sup>2</sup> (Алачалыкский массив).

В Чадакском грабене вулканиты формации состоят из разнообразных пород – от базальтов до трахиандезитов. Соответственно с этим многообразны и формы вулканической деятельности. Палеовулканологические реконструкции позволили подразделить вулканические постройки на полигенные (сложенные базальтами, андезито-базальтами, андезитами и их субщелочными аналогами) с экструзивными куполами трахиандезитов.

Наиболее широко развиты стратовулканы, относящиеся к промежуточному типу (Е = 48–62%). Они распространены в южной части структуры вдоль разлома, по обоим бортам Чадаксая, где образуют постройки диаметром 3–6 км центрального типа. Сложены туфогенным материалом с прослоями лав. Для этой группы вулканов характерно близкое расположение центров извержения, продукты которых смешиваются и фациально замещают друг друга.

Один из реликтов (размером 100–125 × 400 м) располагается в левом борту р. Чадака, южнее Пирмирабсая, имеет дайкообразную форму. Выполнен агломератовыми туфами андезито-базальтов, которые к югу переходят в покровное залегание. Линейная жерловина сечет субвулканическое тело автомагматических брекчий трахибазальтового состава. Похожая структура, а также состав пород некка и субвулканического тела не всегда позволяют четко отбить границу между ними. Контакты направлены к центру под углом 80°.

Второй реликт расположен в юго-западной части структуры (на правом борту р. Чадака). Он выполнен брекчиевыми лавами трахибазальтов, тело которых имеет дайкообразную форму размером 125 × 500 м. Оно прорывает с севера лавовый поток, а с юга – экструзивный купол. Контакты направлены к центру под углом 70–80°.

Деятельность этих вулканов в начальный период характеризовалась базальтовыми, андезитобазальтовыми эксплозиями с прослоями лав того же состава. Небольшие перерывы в вулканической деятельности сопровождались размывом пирокластического материала, сносом его в центральную часть структуры. О наличии кратковременного водного бассейна свидетельствуют вулканомиктовые песчаники с маломощными прослоями известняков (до 40 см). Дальнейшее извержение сопровождалось излиянием лав андезито- и трахиандезитобазальтов, которые спускались в пониженную часть рельефа. Вулканизм завершился выжиманием куполов трахиандезитов диаметром приблизительно 600-800 м и высотой не более 80 м, приуроченных к ареалу центра извержения на правом борту р. Чадака, которые, по классификации Р.Лейдена (Н–Д – отношение высоты купола к диаметру, составляющий  $1/_9$ ), относятся к куполам истечения, образовавшимся из лав невысокой вязкости. Объем выжатого вулканического материала составил около 0.9 км<sup>3</sup>. Вулканизм сопровождался внедрением многочисленных субвулканических тел андезито-базальтов, распространенных в правых бортах Джулайсая и Койдаксая и представленных пластообразными телами мощностью от десятков до первых сотен метров; другие субвулканические интрузии, выполненные автокластическими брекчиями трахибазальтов, расположены к западу и югу от Пирмирабсая и слагают пластообразные и дайкообразные тела; в районе Акбулак-Каракурган они залегают в виде штокообразных (площадью от 0.4 до 17 км<sup>2</sup>) и силлообразных тел. Они внедрялись вдоль разломов и межформационных контактов. Характерные черты субвулканических тел: 1) секущий характер контактов с вмещающими отложениями, содержание многочисленных ксенолитов и образование апофиз; 2) приуроченность тех к межформационным границам или слоистым породам, а их выводных каналов – к разломам; 3) проявление брекчиевой структуры пород (автокластические брекчии) в эндоконтактовых частях субвулканических интрузий.

Таким образом, анализ результатов палеовулканологических реконструкций позволяет сформулировать основные черты раннепермского базальтандезитового вулканизма.

Во-первых, интенсивные вулканические процессы, тесно сопряженные с заложением грабенов, начинаются после весьма длительной паузы, приходящейся на верхний карбон. От предыдущего среднекарбонового этапа вулканизма они отличаются более угнетенным масштабом, широким развитием субщелочных, щелочных разностей пород, четкой латеральной зональностью продуктов вулканизма. Последняя выражается в том, что с юга на север резко возрастает доля щелочных пород (лейцитовых базальтов, трахитов и др.).

Во-вторых, раннепермский базальт-андезитовый вулканизм четко разбивается на две стадии: а) собственно эксплозивную (формирование покровов туфов, глыбовых агломератов, газонасыщенных пепловых потоков), связанную с растяжением и формированием грабенов; б) внедрения экструзий, субвулканических тел, свидетельствующих о затухании вулканических процессов или их ослаблении; каждая из этих стадий сопровождается интенсивной сольфатарно-фумарольной деятельностью. Повидимому, гипабиссальные интрузии габбро и монцонитоидов тесно связаны с вулканизмом и представляют собой их корни, вскрытые эрозией. Об этом свидетельствует их общая структурная позиция, петрографическая, петро-геохимическая общность составов.

Если выявленная нами последовательность справедлива, то вся совокупность разноглубинных продуктов пермского вулканизма представляет собой единую вулканическую систему (корни вулкана и их покровы).

## ДАТИРОВАНИЕ МАШАКСКОГО ВУЛКАНИЗМА МЕТОДАМИ ИЗОТОПНОЙ ГЕОЛОГИИ: СИТУАЦИЯ 2011

© 2011 г. Ю. Л. Ронкин\*, С. Синдерн\*\*, А. В. Маслов\*

\*Институт геологии и геохимии УрО РАН, Екатеринбург, ronkin@r66.ru, maslov@igg.uran.ru \*\*Университет Аахена, Германия, sindern@rwth.de

Проблема установления возраста вулканогенных пород машакской свиты Башкирского мегантиклинория методами изотопной геологии имеет более чем 30-летнюю историю, а соответствующие возраста, полученные разными авторами и методами характеризуются диапазоном 320 млн. лет-1538 млн. лет (таблица). Тем не менее, длительное время (с 1985 г. по 2005 г.) датировка 1348 ± 30 млн. лет [Краснобаев и др., 1985] воспринимался геологической общественностью как реперная, согласуясь с традиционными представлениями об общей конструкции типового разреза рифея Южного Урала [Нижний рифей ..., 1989; Семихатов и др., 1991]. Первые сведения об "удревнении" общепринятого возраста вулканитов машакской свиты до значения 1370 ± 16 млн. лет были опубликованы в 2007 г. и основывались на данных локального U-Pb SHRIMP-II датирования выделенных из дацитов цирконов [Ронкин и др., 2007]. Близкое (в пределах имеющихся погрешностей) значение 1366 ± 12 млн. лет фигурирует в работе [Пучков и др., 2007].

Существенный диссонанс с устоявшимися представлениями о возрасте эффузивов машакской свиты имеют результаты U-Pb SHRIMP-II датирования цирконов, выделенных из 8-ми проб липаритов, риодацитов и метабазальтов машакской свиты [Краснобаев и др., 2008]. Рассматривая "ситуацию 2008" с возрастом "машакского вулканизма" авторы этой работы утверждают, что изученные ими цирконы, отобранные несколькими исследователями в различных районах, представлены почти исключительно кристаллами вулканогенной природы, а их минералого-геохимические особенности достаточно однотипны. В то же время анализ их U-Pb систематики позволил авторам сделать вывод (с. 62), что "... длительность машакского вулканизма и сопутствующим ему эндогенных процессов охватывает значительный интервал", в котором выделяются четыре временных этапа: 1527 ± 11 млн. лет; 1499.3 ± 9.7 млн. лет; 1423.6 ± 5.8 млн. лет и 1346 ± 6 млн. лет. В качестве основного аргумента в пользу такого вывода в работе [Краснобаев и др., 2008] на стр. 62 приведены данные для цирконов (по одному кратеру (!) для единичного кристалла из каждой изученной пробы, что явно не представительно), которые как будто бы дают совокупность датировок с разбросом от 1337 ± 19 до 1538 ±12 млн. лет. Однако при внимательном рассмотрении данной таблицы, как и из всего текста анализируемой публикации, остаются неясными ряд вопросов - присутствуют ли в этих пробах цирконы с другими возрастами, к каким возрастным уровням машакской свиты принадлежат исследованные авторами пробы, в каких структурах отобраны пробы (т.к. примерно на одном стратиграфическом уровне, но в разных зонах Башкирского мегантиклинория развиты отложения машакской, шатакской, кувашской и юрминской (?) свит). Предположение о длительности машакского вулканизма в 170-200 млн. лет представляется сомнительным и по ряду дру-

Таблица	1.	Машакские	: эффузивы:	: материал,	методы	датирования,	источники
---------	----	-----------	-------------	-------------	--------	--------------	-----------

Метод датирования	Возраст, млн. лет	Источник
К-Аr (минералы)	320 ÷ 1290	[Гаррис, 1977]
Rb-Sr ID-TIMS (образцы пород в целом)	530 ÷ 745	[Горохов и др., 1975;
		Gorokhov et al., 1982]
Rb-Sr ID-TIMS (образцы пород в целом)	$1346 \pm 41$	[Краснобаев и др., 1985]
Rb-Sr ID-TIMS (образцы пород в целом)	$826 \pm 54$	
U-Pb ID-TIMS (цирконы, большие навески)	$1348 \pm 30$	
U-Pb SHRIMP-II (локальный, единичные цирконы)	$1370 \pm 16$	[Ронкин и др., 2007]
U-Pb SHRIMP-II (локальный, единичные цирконы)	$1366 \pm 12$	[Пучков и др., 2007]
U-Pb SHRIMP-II (локальный, единичные цирконы)	от 1337 ± 12 до 1538 ± 19	[Краснобаев и др., 2008]
U-Pb SHRIMP-II (локальный, единичные цирконы)	I этап: 1527 ± 11	[Пучков и др., 2009]
	II этап: 1499.3 ± 9.7	
	III этап: 1423.6 ± 5.8	
	IV этап: 1346 ± 6	
U-Pb CA ID-TIMS (единичные цирконы)	1380.6 ± 1.1 и 1381.5 ± 1.0	

гих позиций, на что мы уже указывали ранее [Маслов, Ронкин, 2009]. Так, машакская вулканогенноосадочная последовательность многие годы рассматривается как своеобразная рифтогенная ассоциация [Формирование земной ..., 1986; Парначев, 1982, 1988; Парначев и др., 1986], начинающая достаточно длительный этап субплатформенного авулканического развития территории современного Башкирского мегантиклинория в среднем рифее. Временной интервал формирования подобных ассоциаций в большинстве случаев не превышает, 40-50 млн. лет. На геологическую мгновенность формирования почти 3500-метровой вулканогенноосадочной последовательности машакской свиты и перекрывающих их кварцитов зигальгинской свиты указывает, и датировка фосфоритов из зигазинокомаровской свиты – 1300 ± 30 млн. лет [Васильева и др., 2009]. На западной периферии хр. Бол. Шатак, в типовой местности, машакская свита с размывом и угловым несогласием залегает на породах юшинской свиты, последняя коррелируется с бакальской свитой Бакало-Саткинского района [Нижний рифей ..., 1989; Стратиграфические схемы ..., 1993], имеющей возраст ~1430 млн. лет [Кузнецов и др., 2003]. Юшинская свита согласно подстилается терригенными и карбонатными породами суранской свиты, в которых присутствуют те же строматолиты I (нижнерифейского) комплекса, что и в саткинской свите, возраст которой равен 1550 млн. лет [Кузнецов и др., 2008]. В свою очередь, саткинская свита по периферии Тараташского антиклинория согласно перекрывает айскую свиту. Наконец, анализ вариаций величины є<sub>Nd</sub> в тонкозернистых терригенных образованиях нижнего и низов среднего рифея [Маслов и др., 2003] показывает отсутствие в них сколько-нибудь заметной примеси ювенильного вулканогенного материала. Из всего сказанного выше достаточно очевидно, что "машакский вулканизм" скорее всего не может быть ни "инофациальным" аналогом "айского вулканизма" (несмотря на то, что авторы работы [Краснобаев и др., 2008, с. 62] приписывают вулканитам машакской свиты ... связь с долгоживущим литосферным магматическим очагом под унаследовано развивающимся рифтом в пределах восточного крыла современной структуры Башкирского мегантиклинория"), ни достаточно длительным.

Наличие указанных выше дискуссионных моментов в представлениях и выводах авторов публикации [Краснобаев и др., 2008] подтверждают и данные прецизионного U-Pb CA ID-TIMS датирования в США цирконов, что особенно важно, из тех же двух проб (К-323, К-898), которые были ранее проанализированы с помощью ионного микроанализатора [Пучков и др., 2009]. Проведенное признанными специалистами в области изотопной геологии из университета Бойсе исследование выявило практически конкордантные U-Pb возраста:  $1380.6 \pm 1.1$ ,  $1381.5 \pm 1.0$  (по отношениям  $^{207}$ Pb/ $^{206}$ Pb); 1380.1 ± 1.2, 1380.3 ± 0.4 (по отношениям <sup>206</sup>Pb/<sup>238</sup>U), данные для цирконов проб К-323, К-898 соответственно. Причем, любопытным является тот факт, что авторы, имея результаты U-Pb датирования с помощью ионного микроанализатора SHRIMP-II и методом CA ID-TIMS одних и тех же проб, не приводят в публикации их прямого сопоставления, ограничиваясь фразой, стр. 11 [Пучков и др., 2009]: "... как можно видеть из конкордий с нанесенными результатами определения изотопных соотношений для тех же самых образцов К-323 и K-898, полученных SIMS SHRIMP методом, датировка вблизи 1380 млн. лет в них проявилась слабо или не проявилась вовсе". Кроме того, отсутствие табличных U-Pb SHRIMP-II и CA ID-TIMS данных так же затрудняет оценку валидности приводимых авторами аргументов в пользу вывода о том, что "Относить разброс возрастов машакской свиты, полученных на SHRIMP, исключительно за счет низкой точности метода, было бы в корне неверно" [Пучков и др., 2009, с. 11]. Здесь уместно напомнить о том, что основным недостатком U-Pb SHRIMP-II метода является значительная, на порядок и более, погрешность анализа в сравнении с ID-TIMS или ID-MC-ICP/MS [Compston, 1999], что "маскирует" возможные потери свинца (и/или привнос урана). Иными словами. при U-Pb SIMS датировании складывается ситуация, когда положение фигуративной точки на графике с конкордией не может быть однозначно определено как конкордантное или дискордантное, в связи с большой погрешностью локального анализа, нередко достигающей 10% и более, вместо заявленных 3-5% [Макеев и др., 2006]. Сложившаяся ситуация нередко обуславливает появление артефактов при интерпретации U-Pb цирконовых данных, что в свою очередь приводит к выделению "этапов" магматизма, метаморфизма, ложным представлениям о длительной "эволюции" изучаемых геологических объектов и т.д. [Ронкин и др., 2009]. В случае же цирконов из машакских эффузивов дополнительным фактором, влияющим на неопределенность U-Pb SHRIMP-II датирования, является низкая концентрация урана (до 20 г/т). В таких ситуациях часто наблюдается полиномиальная зависимость погрешности определения возраста от содержания урана в цирконах [Ронкин и др., 2009], что проявляется в резком возрастании функции в области низких значений аргумента.

Пытаясь все же как-то объяснить значимое различие U-Pb SHRIMP-II и CA ID-TIMS возрастов для цирконов из одних и тех же проб липаритов, авторы работы [Пучков и др., 2009] на стр. 11 утверждают о субъективном выборе кристаллов для U-Pb ID-TIMS датирования, тогда как якобы U-Pb SHRIMP-II метод дает более объективную (!) картину: "Аналитики ID TIMS очень придирчиво подходят к отбору цирконов, избегая кристаллов с древними



**Рис. 1.** U-Pb SHRIMP-II и ID-TIMS данные (представлены в одном масштабе) для цирконов из эффузивов машакской свиты.

а – SHRIMP-II [Пучков и др., 2009], б – SHRIMP-II [Ронкин и др., 2007], в – ID-TIMS (настоящая работа; в силу несоизмеримо меньших погрешностей, фигуративные эллипсы не видны в данном масштабе, поэтому место локализации на конкордии указано соответствующей стрелкой).

ядрами. Весьма вероятно, что к таковым относятся и кристаллы, объединяющие последовательные генерации, неизменно возникающие в процессах кристаллизационной дифференциации расплавов. "Плохие" цирконы и "плохие" анализы, слишком отклоняющиеся от средней величины, близкой ожидаемому возрасту, отбрасываются. Создается впечатление, что аналитики SHRIMP задают точки анализа, ориентируясь на получение максимально возможной информации о длительности формирования цирконов, которая требует корректной увязки с геологической историей породы". И это при том, что U-Pb SHRIMP-II метод не был, и не будет (!) арбитражным, поскольку погрешность определения нано-количеств циркона SIMS методом никогда не станет меньше погрешности определения несравненно большего объема этого минерала методом ID-TIMS.

Для прояснения образовавшейся дискуссии, нами было выполнено U-Pb ID-TIMS датирование тех же цирконов, которые ранее анализировались SHRIMP-II (см. [Ронкин и др., 2007]). Причем, никаких предварительных манипуляций с удалением "плохих" (см. выше) кристаллов принципиально не производилось. Результаты U-Pb ID-TIMS датирования, в сравнении с ранее полученными SHRIMP-II данными, приведены на соответствующем графике Аренса-Везерилла (рисунок).

Сравнение U-Pb ID-TIMS и SHRIMP-II данных, нанесенных на график с конкордией в одинаковых масштабах, позволяет четко оценить, насколько значительна разница в погрешностях обоих методов. Значимое отличие наблюдается и в величинах дискордантности, однако главным выводом предпринятого нами исследования является то, что, как и ожидалось, U-Pb ID-TIMS возраст "плохих" и "хороших" цирконов совпадает с концепцией о сравнительно узком интервале формирования эффузивов машакской свиты (около 1380 млн. лет), являющихся одним из компонентов глобальной системы LIPs (Large Igneous Provinces) в разрезе Южного Урала [Ernst et al., 2008].

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Васильева И.М., Овчинникова Г.В., Кузнецов А.Б. и др. Pb-Pb возраст среднерифейских фосфоритовых конкреций (зигазино-комаровская свита Южного Урала) // Изотопные системы и время геологических процессов. Материалы IV Российской конференции по изотопной геохронологии. Т. І. СПб.: ИП Каталкина, 2009. С. 99–101.
- Гаррис М.А. Этапы магматизма и метаморфизма в доюрской истории Урала и Приуралья. М.: Наука, 1977. 295 с.
- Горохов ИМ., Келлер Б.М., Кутявин Э.П., Варшавская Э.С. Системы и возраст рудопроявления в докембрийских породах западного склона Южного Урала // Геохронология Восточно-Европейской платформы и сочленения Кавказско-Карпатской системы. Тез. докл. XIX сессии. М.: Наука, 1975, с. 72–73.
- Краснобаев А.А., Бибикова Е.В., Степанов А.И. и др. Возраст эффузивов машакской свиты и проблема изотопно-геохронологической границы нижнийсредний рифей // Изотопное датирование процессов вулканизма и осадкообразования. М.: Наука, 1985.

C. 162–175.

- Краснобаев А.А., Козлов В.И., Пучков В.Н. и др. Машакский вулканизм: ситуация 2008 // III Чтения памяти С.Н. Иванова. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2008. С. 61–63.
- 6. Кузнецов А.Б., Овчинникова Г.В., Горохов И.М. и др. Sr-изотопная характеристика и Pb-Pb-возраст известняков бакальской свиты (типовой разрез нижнего рифея, Южный Урал) // ДАН. 2003. Т. 391. № 6. С. 794–798.
- Кузнецов А.Б., Овчинникова Г.В., Семихатов М.А. и др. Sr изотопная характеристика и Pb-Pb возраст карбонатных пород саткинской свиты, нижнерифейская бурзянская серия Южного Урала // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2008. Т. 16. № 2. С. 16–34.
- Макеев А.Ф., Левский Л.К. Возможности и ограничения ионных микрозондов при измерении свинца и урана // Мат-лы III Российской конференции по изотопной геохронологии. ГЕОС. Москва. 2006. Т. 2. С. 12–15.
- 9. Маслов А.В., Ронкин Ю.Л., Крупенин М.Т., Гареев Э.З. Вариации величины eNd(T) в глинистых сланцах верхнедокем-брийских осадочных последователь-ностей Сибири, Юго-Восточного Китая и Южного Урала как возмож-ное свидетельство поступления в кору свежего ювенильного мантийного материала // Геология, полезные ископаемые и проблемы экологии Башкортостана. Т. 1. Уфа: ИГ УНЦ РАН, 2003. С. 50–53.
- Маслов А.В., Ронкин Ю.Л. О некоторых новых данных по возрасту магматических образований в типовом разрезе рифея // Материалы 7-й межрегиональной геологической конференции. Уфа: Дизайн Полиграф Сервис, 2008. С. 120–122.
- Нижний рифей Южного Урала / В.И. Козлов, А.А. Краснобаев, Н.Н. Ларионов и др. М.: Наука, 1989. 208 с.
- Парначев В.П. Магматизм и осадконакопление в позднедокембрийской истории Южного Урала: Автореф. дис.... докт. геол-мин. наук. Свердловск: ИГГ УрО АН СССР, 1988. 33 с.
- Парначев В.П. О формационной принадлежности вулканогенно-осадочных комплексов рифея Башкирского поднятия // Докембрий в фанерозойских складчатых поясах. Л.: Наука, 1982. С. 96–106.
- 14. Парначев В.П., Ротарь А.Ф., Ротарь З.М. Среднерифейская вулканогенно-осадочная ассоциация Башкирского мегантиклинория (Южный Урал).

Свердловск: УНЦ АН СССР, 1986. 104 с.

- 15. Пучков В.Н., Краснобаев А.А., Козлов В.И. и др. Предварительные данные овозрастных рубежах нео-и мезопротерозоя Южного Урала в свете новых U–Рb датировок // Геологический сборник № 6 ИГ УНЦ РАН. Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2007. С. 3.
- 16. Пучков В.Н., Краснобаев А.А., Шмитц М. и др. Новые U-Pb датировки вулканитов машакской свиты рифея Южного Урала и их сравнительная оценка // Геологический сборник № 8 ИГ УНЦ РАН. Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2009. С. 3–15.
- Ронкин Ю.Л., Ефимов А.А., Лепихина О.П. Артефакты при U-Pb SIMS датировании цирконов. Арбитражное сравнение с прецизионными U-Pb ID-TIMS и данными иных изотопных систем // Ежегодник-2008. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2009. С. 337–343.
- 18. Ронкин Ю.Л., Маслов А.В., Матуков Д.И. и др. "Машакское рифтогенное событие" рифея типовой области (Южный Урал): новые изотопногеохронологические рамки // XI международная конференция "Строение, геодинамика и минерагенические процессы в литосфере" Сыктывкар: Геопринт. 2005. С. 305–307.
- 19. Ронкин Ю.Л., Маслов А.В., Казак А.П. и др. Граница нижнего и среднего рифея на Южном Урале: новые изотопные U-Pb SHRIMP-II ограничения // ДАН. 2007. Т. 415. № 3. С. 370–378.
- 20. Семихатов М.А., Шуркин К.А., Аксенов Е.М. и др. Новая стратиграфическая шкала докембрия СССР // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1991. № 8. С. 3–14.
- Стратиграфические схемы Урала (докембрий, палеозой). Екатеринбург: Роскомнедра, ИГГ УрО РАН, 1993. 151 л.
- Формирование земной коры Урала / С.Н. Иванов, В.Н. Пучков, К.С. Иванов и др. М.: Наука, 1986. 248 с.
- Compston W. Geological age by instrumental analysis // The 29th Hallimond Lecture. Mineral Mag. 1999. V. 63. P. 297–311.
- Ernst R.E., Wingate M.T.D., Buchan K.L., Li Z.X. Global record of 1600–700 Ma Large Igneous Provinces (LIPs): Implications for the reconstruction of the proposed Nuna (Columbia) and Rodinia supercontinents // Precamb. Res. 2008. V. 160. P. 159–178.
- 25. Gorokhov I.M., Varshavskaya E.S., Kutyavin E.P., Melnikov N.N. Rb-Sr dating of low grabe metamorphics in the U.S.S.R. // Precamb. Res. 1982. V. 18. P. 145–156.

## ПАЛЕОФЛОРЫ, СТРАТИГРАФИЯ, ИЗОТОПНЫЕ ДАТИРОВКИ – ДОСТИГНУТ ЛИ КОНСЕНСУС? (НА ПРИМЕРЕ ОХОТСКО-ЧУКОТСКОГО ВУЛКАНОГЕННОГО ПОЯСА)

© 2011 г. Т. Б. Русакова

Северо-Восточный научно-исследовательский институт РАН, Магадан, rusakova@neisri.ru

Проблема возраста вулканитов, слагающих одну из самых значительных структур северо-западной окраины Пацифика, Охотско-Чукотский вулканогенный пояс (ОЧВП), обсуждается уже более 70 лет, начавшись в 30-х годах прошлого столетия исследованиями С.В. Обручева. Для ее разрешения привлекались стратиграфические взаимоотношения, палеофлоры, заключенные в вулканитах, геохронометрические данные.

Неоднозначная трактовка времени заложения ОЧВП и его возрастного объёма явно отразилась в серийных легендах к Госгеолкарте-200/2. Согласно им нижняя граница пояса скользит от конца поздней юры [Легенда Магаданской и Сугойской серий..., 1999 г.] до начала сеномана [Легенда Нера-Бохапчинской серии..., 1999 г.], верхняя, более согласованная, отвечает концу кампана или проникает в маастрихт. Длительность функционирования ОЧВП, таким образом, колеблется от 15 до 75 млн. лет (рис. 1).

Также разноречива оценка возраста ОЧВП по данным палеофлористики, формирование которого происходило по разным исследователям в течение 13-37 млн. лет (см. рисунок). Как видно, возраст практически всех выделенных в регионе флористических горизонтов, стратофлор с течением времени неоднократно пересматривался, в большей мере в сторону омоложения. Особенно это коснулось таких ведущих флор как арманская, чаунская и аркагалинская. Так, арманская и чаунская флоры, заключенные в нижних частях вулканогенного разреза ОЧВП, произрастали от позднего альба (около 104 млн. лет) [Самылина, 1987; Лебедев, 1987; Белый, 2003, Решения, 2009] по коньяк включительно (86 млн. лет) [Филиппова, 2009; Герман, 1999, 2011]. Диапазон существования этих флор менялся от 4 до 8-9 млн. лет. Возраст флоры, объединенной в аркагалинский комплекс и характерной для верхних частей разреза ОЧВП, менялся от сеномана [Самылина, 1987; Лебедев, 1987, Щепетов, 1991] до конца кампана или начала маастрихта [Щепетов, 1995; Филиппова, 2009; Герман, 2011]. Длительность существования отдельных флор менялась от 3-4 до 19 млн. лет.

В свое время С.В. Щепетов [1995], один из знатоков палеофлоры Северо-Востока России, предложил выделять в регионе четыре региональных подразделения и рассматривать их как основные таксономические единицы региональной шкалы. Для флор, содержащихся в вулканитах ОЧВП, - это горизонты с возрастом: апт – поздний альб, поздний альб - коньяк включительно, сантон - начало кампана. В.Ф. Белый [2003] на основе анализа соотношений вулканитов ОЧВП и заключенных в них флор, палеогеографических и ландшафтных обстановок выделяет четыре флористических горизонта с возрастом ранний – средний альб, поздний альб, ранний сеноман, поздний альб – начало кампана. Именно эта схема развития палеофлор для ОЧВП была принята Третьим Межведомственным региональным стратиграфическим совещанием в 2003 г. [Решения..., 2009] (см. рисунок). Представляется, что схемы развития палеофлор, предложенные С.В. Щепетовым [1995] и В.Ф. Белым [2003], более оптимально отражают их возраст и учитывают при этом стратиграфические взаимоотношения флоросодержащих толщ.

Изотопное датирование вулканитов различными методами, которое в последние годы приобрело главенствующую роль, также не вносит ясность в вопрос об их возрасте. Значительные расхождения в датировках, полученных K-Ar, Rb-Sr изохронным, Ar-Ar и U-Pb (SHRIMP) методами, разный подход к интерпретации этих данных приводят к неоднозначным результатам, при этом нередко геологическая фактура уходит на второй план, а иногда и игнорируется. Критический анализ результатов изотопного датирования вулканитов ОЧВП Ar-Ar и U-Pb (SHRIMP) методами приведен в работах В.Ф. Белого [2008], Т.Б. Русаковой [2009а, б]. Так, первые Ar-Ar даты мономинеральных фракций из нижних и верхних частей разреза составили 88-87, 86-81 млн. лет (сантон – кампан), в силу чего было сделано заключение о существенно более позднем начале и узком временном интервале становления отдельных структур ОЧВП [Ispolatov et al., 2004, Hourigan, Akinin, 2004]. Однако, по мере получения более древних Ar-Ar дат из различных частей разреза ОЧВП, возникла необходимость геологически разумных объяснений, как-то: 1) предположить проявление вулканизма, предшествовавшего ОЧВП (около 105 млн. лет) [Тихомиров и др., 2005]; 2) удревнить нижнюю границу ОЧВП до 106-104 млн. лет и выделить главные импульсы

																	I	То і	reoy	(po	номе	три	чес	ки	ида	анн	ЫМ
	Эпоха	Век		П л к 2	lo с еген Гос 00/2	ери нда сгес 2	ійнн м Элка	ым арта	IM-		Π	о па	лео	флор	pe		акова, 2004]	kinin, 2004]	0.,2006]	комиров, 2006]	1 др., 2008]		5010J			umep,2011]	
Териод			т, млн лет t al., 2008]	Я	йская	кинская					ня, 2009]		іения, 2009] [1] мот		2009]		[Котляр, Руса	[Hourigan, Ak	о[Акинин и др	<u>З [Акинин, Тих</u>	Тихомиров и	ОНЫ	С Сахно и др.,	IBI	;	[Акинин, Ми	
Ι			Bo3pac [Ogg et	lepa-Бохапчинская	Магаданская, Сугоі	Гижигинская, Пенэ	Анадырская	Пыкарваамская	Чукотская	[Самылина, 1987]	[Щепетов, 1991]	[Белый, 2003; Реше	[Герман, 1999, 201]	[1 ерман, 1999, 201 [Лебедев, 1987, 19	[Филиппова, 1997,	[Шепетов, 1995]	ОЧВП в целом	Охотский	Охотский	ОЧВП в целом	Сев. частьОЧВП	Ц-Чукотский	ВостЧукотская	Западно-Охотская	Охотский	Ц-Чукотский	ВостЧукотская ОЧВП в пелом
	Поздняя	Мааст- рихт	•70.6•					<b>-</b>															8				
		Кампан	-					-												×	8 8 	-	<u>,</u>				_
		Сантон Коньяк						-														-					
Мел		Hodd L 93.6																			-?				-		
		Сеноман	- 99.6					- -																	<del></del>		
	Ранняя	Альб	-							2	<u> </u>	2		9	 			   		· ·		 					
	Ран	ч Ч	112.0	] 1				2				3					-    -	5				6			 		

## Рис. 1.

Возрастной объем: 1 – ОЧВП в целом; 2 – 4 – отдельных палеофлор: 2 – арманской, 3 – чаунской, 4 – аркагалинской; 5 – платобазальтов; 6 – главных импульсов, фаз.

вулканизма: 96–91 млн. лет, 88–82 млн. лет [Тихомиров и др., 2005; Акинин и др., 2006; Тихомиров и др., 2008 и др.]. В конечном итоге авторы "ревизий" возраста ОЧВП приблизились к возрастному объему в понимании В.Ф. Белого [1977, 2003], Решений..., [2009]. А возраст нижней границы структуры практически совпал с таковым, определяемым как по геологическим данным [Белый, 1977; 2003], так и по реликтовым К-Аг и Rb-Sr датам [Котляр, Русакова, 2004].

Интерпретация геохронометрических ланных флороносных вулканитов также неопределенна. Так, породы из низов разреза Охотского сектора (нараулийская, арманская свиты), содержащие арманскую флору, охарактеризованы датировками 85 млн. лет (Ar-Ar) и около 91 млн. лет (U-Pb) [Hourigan, Akinin, 2004; Акинин и др., 2006]. Эти данные позволили А.Б. Герману [2011] поднять возраст арманской флоры до турон-коньяка, несмотря на свои более ранние представления о позднеальб - сеноманском ее возрасте [Герман, 1999]. В то же время наиболее древние К-Ar датировки пород нараулийской свиты из этой же структуры составляют 109-106 млн. лет (ранний - средний альб) [Котляр, Русакова, 2004; Русакова, 2009б], что согласуется с возрастом арманской флоры в понимании В.А. Самылиной [1987], В.Ф. Белого [2003], Решений...[2009]. Позднеальбский возраст чаунской флоры, по [Самылина, 1987; Белый, 2003], содержащейся в вулканитах одноименной серии чукотской ветви ОЧВП, был существенно омоложен А.Б. Германом [1999] до турон - коньяка в связи с получением Ar-Ar дат из этих пород в интервале 87-89 млн. лет. Позже эффузивы нижней части с флорой чаунского типа (кытапкайская свита Центрально-Чукотского сектора) были охарактеризованы датами 87 млн. лет (Ar-Ar) и 88.6 млн. лет (U-Pb) [Ispolatov et al, 2004; Тихомиров и др., 2006, соответственно], 104 млн. лет (Rb-Sr изохронная) [Котляр, Русакова, 2004]. По алькаквуньской свите (аналог кытапкайской) получена Rb-Sr изохронная дата 102 млн. лет [Котляр, Русакова, 2004], по саламихинской Анадырского сектора – около 105 млн. лет (Ar-Ar) [Тихомиров и др., 2006]. Но, несмотря на разноречивость датировок и несоответствия геологической ситуации, часть исследователей безоговорочно принимают за истинные только U-Pb и Ar-Ar датировки, вследствие чего возраст чаунской флоры был существенно омоложен (см. рис. 1).

Аналогичная ситуация просматривается и для флор, содержащихся в верхних частях разреза ОЧВП. Так, одна из таких свит, в частности, ольская Охотского сектора с флорой аркагалинского (ольского) типа, охарактеризована датами: 83.7– 80.7 млн. лет (Ar-Ar) [Hourigan, Akinin, 2004], 85 млн. лет (U-Pb) [Акинин, Ханчук, 2005], 102– 99 млн. лет (Rb-Sr изохронная) [Котляр, Русакова, 2004]. При этом U-Pb дата практически полностью совпадает с Ar-Ar датой самой нижней нараулийской свиты (86 млн. лет), содержащей арманскую флору. И если исходить из Ar-Ar и U-Pb датировок, арманская и аркагалинская флоры, заключенные в вулканитах нижней и верхней свит Охотского сектора ОЧВП, были одновозрастны и существовали в интервале 86–81 млн. лет (сантон – ранний кампан). Именно это и отразилось в поздних воззрениях о возрасте этих флор А.Б. Германа [2011].

Итак, краткий обзор существующих точек зрения показывает, что на сегодняшний день отсутствует единое мнение о возрасте вулканитов, слагающих ОЧВП, и палеофлор, содержащихся в них. Изотопное датирование также не вносит ясность в эту проблему. Анализ показывает, что к датировкам любыми методами необходимо относится с определенной долей скептицизма, не принимать их на веру и фетишизировать. Во всех случаях критерием достоверности должно служить только соответствие их геологическим наблюдениям, что нередко при интерпретации изотопных датировок игнорируется. В итоге, вопрос о возрасте ОЧВП в целом так и остается открытым.

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Акинин В.В., Ханчук А.И. Охотско-Чукотский вулканогенный пояс: ревизия возраста на основе новых <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar и U-Pb-изотопных данных // Докл. АН. 2005. Т. 404. № 5. С. 1–5.
- Акинин В.В., Тихомиров П.Л. Охотско-Чукотский вулканогенный пояс: прецизионная геохронология (<sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar и U-Pb SHRIMP-датирование) в приложении к общей длительности и периодичности вулканизма // Вулканизм и геодинамика: мат-лы III Всеросс. симп. по вулканологии и палеовулканологии. Т. 1. Улан-Удэ: БЦН СО РАН, 2006. С. 97–100.
- Акинин В.В., Миллер Э.Л. Эволюция известковощелочных магм Охотско-Чукотского вулканогенного пояса // Петрология. 2011. Т. 19, № 3. С. 249–290
- Акинин В.В., Хоуриган Дж., Райт Дж., Миллер Э. и др. Новые данные о возрасте Охотско-Чукотского вулканогенного пояса (U-Pb SHRIMPдатирование) // Изотопное датирование процессов рудообразования, магматизма, осадконакопления и метаморфизма: мат-лы III Российской конф. по изотопной геохронологии. Том I. М.: ГЕОС, 2006. С. 22–26.
- Белый В.Ф. Стратиграфия и структуры Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. М.: Наука, 1977. 171 с.
- Белый В.Ф. Комплексное обоснование региональной стратиграфической схемы Охотско-Чукотского вулканогенного пояса // Геодинамика, магматизм и минерагения континентальных окраин Севера Пацифики: Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2003. Т. 1. С. 135–137.
- Белый В.Ф. Проблемы геологического и изотопного возраста Охотско-Чукотского вулканогенного пояса // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2008. Т. 16. № 6. С. 64–75.

- 8. Герман А.Б. Меловая флора Анадырско-Корякского субрегиона (Северо-Восток России). М.: ГЕОС. 1999. 122 c.
- 9. Герман А.Б. Арманская флора Магаданской области и развитие флор в альбе - палеоцене северной пацифики // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2011. № 1. T. 19. № 1. C. 72–87.
- 10. Котляр И.Н., Русакова Т.Б. Меловой магматизм и рудоносность Охотско-Чукотской области: геолого-геохронологическая корреляция. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2004. 152 с.
- 11. Лебедев Е.Л. Стратиграфия и возраст Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. М.: Наука, 1987. 175 c.
- 12. Лебедев Е.Л. Меловые флоры Северо-востока Азии // Изв. РАН. Сер. геол. 1992. № 4. С. 85–96.
- 13. Решения Третьего межведомственного регионального совещания по докембрию, палеозою и мезозою Северо-Востока России: Изд-во ВСЕГЕИ, 2009. 200 c.
- 14. Русакова Т.Б. Изотопный возраст Охотско-Чукотского вулканогенного пояса: дискуссионные вопросы // Изотопные системы и время геологических процессов. Материалы IV Российской конференции по изотопной геохронологии. СПб. 2009а. С. 130-134.
- Т.Б. Меловой магматизм Северо-15. Русакова Восточного Приохотья: геолого-геохронологическая корреляция. Автореф. ... дис. ... канд. геол.-минер. наук. Владивосток – 2009б. 43 с. Самылина В.А. Этапы развития флоры Северо-
- 16. востока Азии в меловом периоде // Ботан. журн. 1987. T. 72, № 4. C. 417–426.
- 17. Сахно В.Г., Полин В.Ф., Акинин В.В., Сергеев С.А и др. Разновременность формирования Амгуэмо-Канчаланского и Энмываамского вулканических полей ОЧВП по данным изотопного датирования // Докл. АН. 2010. Т. 434, № 3. С. 365–371.
- 18. Тихомиров П.Л., Исполатов В.О. Данные <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar геохронологии и проблема возраста Охотско-Чукотского вулканогенного пояса // Геодинамика, магматизм и минерагения континентальных окраин Севера Пацифики: Т. 1. Магадан: СВКНИИ ДВО PAH, 2003. C. 140-141.
- 19. Тихомиров П.Л., Акинин В.В., Исполатов В.О. и др. Асинхронность формирования сегментов Охотско-Чукотского вулканогенного пояса (новые

данные <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar и U-Pb геохронологии) // Тектоника земной коры и мантии. Тектонические закономерности размещенияя полезных ископаемых: Т. 2. М.: ГЕОС, 2005. С. 274–277.

- 20. Тихомиров П.Л., Акинин В.В., Исполатов В.О. и др. Возраст северной части Охотско-Чукотского вулканогенного пояса:новые данные Ar-Ar и U-Pb геохронологии // Стратигр. Геол. корр. 2006. Т. 14. № 5. C. 81–95.
- 21. Тихомиров П.Л., Калинина Е.А., Кобаяши К., Накамура Э., Черепанова И.Ю. Динамика позднемезозойского вулканизма Чукотки (по данным <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar и U-Pb определений возраста пород) // Общие и региональные проблемы тектоники и геодинамики, Т. 2. М.:ГЕОС, 2008. С. 334–337.
- 22. Филиппова Г.Г. Стратиграфия и возраст континентальных отложений бассейна реки Амгу-эма и северного побережья залива Креста // Колыма. 1997. № 2. C. 12-23
- 23. Филиппова Г.Г. О возрасте меловых флористических комплексов Верхояно-Охотско-Чукотского региона (Северо-Восток Азии) // Вестник Северо-Восточного научного центра ДВО РАН. 2009. № 2. C. 14-22.
- 24. Щепетов С.В. Стратиграфия континентального мела юго-западного фланга Колымского нагорья. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1991. 160 с.
- 25. Щепетов С.В. Стратиграфия континентального мела Северо-Востока России. Магадан: СВКНИИ ДВО PAH, 1995. 122 c.
- Hourigan J.K., Akinin V.V. Tectonic and chronostratigraphic implications of new <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar 26. Hourigan geochronology and geochemistry of the Arman and Maltan-Ola volcanic fields, Okhotsk-Chukotka volcanic belt, northeastern Russia // GSA Bulletin; May/June 2004. V. 116. No. 5/6. P. 637-654.
- 27. Ispolatov V.O., Tikhomirov P.L., Heizler M., and Cherepanova I.Yu. New 40Ar/39Ar Ages of Cretaceous Volkanics from Central Chukotka: Continental Implications for Initiation and Duration of Volcanism within the Northern Part of the Okhotsk Chukotka Volcanic belt (Northeastern Eurasia) // J. Geology. 2004. V. 112. P. 369-377.
- 28. Ogg J.G., Ogg G., Gradstein F.M., 2008. The Concise Geologic Time Scale. Cambridge University Press. 175 p.

\_\_\_\_\_

### І. ОБЩИЕ ВОПРОСЫ

## СРЕДНЕПАЛЕОЗОЙСКИЕ СУБЩЕЛОЧНЫЕ ГРАНИТОИДЫ И СВЯЗАННЫЕ С НИМИ ВКЛЮЧЕНИЯ ВУЛКАНИЧЕСКОГО СТЕКЛА В ПОРОДАХ МЕТАМОРФИЧЕСКОГО КОМПЛЕКСА ДУВЕФЬОРД (О. СЕВЕРО-ВОСТОЧНАЯ ЗЕМЛЯ, АРХ. ШПИЦБЕРГЕН)

#### © 2011 г. А. Н. Сироткин\*, Е. В. Толмачёва\*\*

\*ФГУНПП "Полярная морская геологоразведочная экспедиция", Ломоносов, pechenga-67@yandex.ru \*\*Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского (ВСЕГЕИ), С-Петербург, elena\_tolmacheva@vsegei.ru

Северо-Восточная Земля - второй по величине и один из самых удалённых островов архипелага Шпицберген. Древние комплексы слагают всю северную часть его площади. Несмотря на широко проявленную разрывную тектонику, здесь выделены четыре структурных этажа внутри складчатого основания: нижний, средний, промежуточный, верхний. Уникальность этого района заключается в присутствии здесь обнажений, в которых описаны угловые несогласия между тремя верхними этажами [Gee, Tebenkov, 1996]. На сегодняшний день в основании СВЗ выделены комплексы [Стратиграфический словарь Шпицбергена, 1990 и др.]: нижний метаморфический Дувефьорд (PR<sub>1</sub>?); средний метатерригенный (R<sub>1</sub>); промежуточный осадочно-вулканогенный (R<sub>2</sub>); верхний карбонатно-терригенный (R<sub>3</sub>-PZ<sub>1</sub>).

Породы метаморфического комплекса Дувефьорд известны в центре и на востоке острова. Они не образуют единой стратифицированной толщи и выходят либо в тектонических блоках, либо как реликты субстрата среди обширных мигматитовых полей. Повсеместно фиксируются минеральные парагенезисы амфиболитовой фации метаморфизма. Здесь же среди гнейсов описаны гиперстенгранатовые парагенезисы [Sandford, 1956 и др.], обычно трактуемые как реликты гранулитовой фации. Традиционно принимаемый раннепротерозойский возраст этого комплекса не подтверждается радиоизотопными датировками; вполне вероятно, что последние отражают возраст наложенных тектоно-термальных процессов.

Район наших исследований (равнина Дамфлюа) располагается в восточной части СВЗ и протягивается от Дуве-фьорда (на западе) до района мыса Чухновского (на востоке), с юга он ограничен ледниковым плато Аустфонна. Вся площадь (45 × 25 км) сложена образованиями комплекса Дувефьорд. Разрез комплекса представлен породами высокой степени метаморфической проработки, большая часть из которых – это мигматиты и теневые гранитоиды. По этой причине в современном эрозионном срезе структур комплекса, осложнённых серией разрывных нарушений, чаще всего выходят различные гнейсы и гранито-гнейсы; реже встречаются амфиболиты, кристаллические сланцы, кварциты, мраморы. Сами структуры характеризуются пологим и субгоризонтальным залеганием пород, вследствие чего выведенный на поверхность фрагмент комплекса имеет относительно небольшую мощность (около 1 км) [Сироткин, Маулини, 2009]. Также имеются признаки, указывающие на присутствие под водами Дуве-фьорда и ледником Дувебреен крупного разлома. Последнее подтверждается и работами специалистов ПМГРЭ по радиолокационному профилированию (РЛП) этой площади, что позволило выявить под ледником Дувебреен узкий и глубокий трог с субвертикальными бортами, имеющий ССЗ простирание [Попов, Маулини, 2008] и являющийся следом глубинного сброса. Изотопные датировки (U-Pb, Pb-Pb) дают по породам комплекса достаточно равномерный разброс в интервале 600-1900 млн. лет, а максимум датировок приходится на интервал 420-450 млн. лет [Tebenkov et al., 2002 и др.], что даёт основание ряду геологов говорить о процессах каледонского ультраметаморфизма в этом регионе, а более древние датировки связывать с детритовыми цирконами.

На площади широко проявлен среднепалеозойский магматизм, представленный здесь крупными интрузиями субщелочных гранитоидов, сопровождаемых жильной фацией аплитов и пегматитов и дайками субщелочных лампрофиров основного состава. Возраст гранитов (U-Pb, Pb-Pb) соответствует интервалу 410-427 млн. лет [Tebenkov et al., 2002 и др.], для лампрофиров нами определён возраст 411±7 млн. лет (U-Pb). К группе образований позднерифейского-вендского возраста надо отнести крупные тела и дайки метагабброидов. Для них характерно сохранение первичных структур и минералов (лабрадор и клинопироксен); в то же время отчётливо фиксируются новообразованные метаморфогенные парагенезисы с антофиллитом или Гр+Рог+Би. Температура метаморфизма по последнему парагенезису определяется в 550-600°С, что соответствует эпидот-амфиболитовой фации. Возраст этого комплекса определён ранее (K-Ar) в 600-677 млн. лет [Ohta, 1994 и др.]; наши определения (U-Pb) дали возраста 409–428 млн. лет, при этом, по нашим данным, эти возраста соответствуют метаморфогенной оболочке зёрен циркона, в то время как остатки корродированных ядер остались непромеренными. Самыми древними образованиями можно считать дайки метадиоритов, прорывающих метаморфические породы на равнине Дамфлюа: для них также фиксируются реликтовые и новообразованные метаморфогенные парагенезисы. Нами определён возраст (U-Pb) становления даек – 940 ± 15 млн. лет, и метаморфизма – 412 ± 13 млн. лет.

Самый крупный (7 × 7 км) массив гранитов Хёгколлен закартирован на ЮЗ равнины Дамфлюа, слагая одноимённую гору и её окрестности. В центре равнины присутствует "автохтонное" окно (3 × 7 км), в котором на дневную поверхность выведены такие же граниты. Западная граница массива Хёгколлен проходит под ледником Дувебреен; к западу от ледника граниты не отмечены. Вероятно, что положение массива контролируется дизьюнктивной структурой, скрытой под ледником. Судя по характеру границ с вмещающими породами, тело гранитов в восточной части площади своего развития имеет субпластовую форму, а общая форма массива описывается как гарполит, крутозалегающая корневая ножка которого находится на западе, а пологозалегающая шляпка вытянута в восточном направлении, внедряясь между толщей порфиробластических гнейсов и перекрывающей их толщей мигматитов. Зон ороговикования вдоль границ массива в метаморфитах не отмечено, что связано с высокой степенью регионального метаморфизма вмещающих пород.

В апикальной части массива, в месте перехода от ножки гарполита к шляпке описано мощное тело пегматита (мощность до 0.5 км при протяженности более 2.5 км). Тело вытянуто вдоль контакта гранитов и гнейсов, характеризуется внутренней зональностью, многочисленными остроугольными ксенолитами (до 2 м) гнейсов и, реже, гранитов, а также присутствием кристаллов берилла, турмалина, мусковита; контакт пегматита с гнейсами прорван разноориентированными кварцевыми жилами (мощность до 1 м). Кроме этого, в районе отмечены другие тела пегматитов (до 30 м) и кварцевые жилы (мощность до 25 м при протяженности до 1.5 км).

По петрохимическим характеристикам (табл. 1) описанные граниты относятся, в основном, к уме-

реннощелочным гранитам и гранодиоритам (Na<sub>2</sub>O + К<sub>2</sub>О – 7.0–9.5%) и характеризуются как пересыщенные глиноземом при доминировании закисного железа над окисным. Диаграммы K<sub>2</sub>O-SiO<sub>2</sub> и (Na<sub>2</sub>O + K<sub>2</sub>O) – SiO<sub>2</sub> представляют их как субщелочные и высококалиевые породы, а на диаграмме *Q*-*Ab*-*Or* точки этих пород попадают в поле нормальных и, реже, существенно калиевополевошпатовых гранитов. По характеру глинозёмистости эти граниты близки к плюмазитовым. Породы жильной фации можно охарактеризовать как умереннощелочные и соотнести с трахириолитами и трахириодацитами. По составу нормативных минералов они близки среднепалеозойским гранитам. На диаграмме *Q*–*Ab*–*Or* точки этих гранитоидов попадают в поля нормальных и существенно калиевошпатовых гранитов, аляскитов и граносиенитов.

Микроскопически гранитоиды – это крупно- и среднезернистые породы, иногда порфировые или мелкозернистые; размеры порфировых вкрапленников в шлифах достигают 7-8 мм и более, всегда представлены калиевым полевым шпатом. Этот же минерал преобладает в основной массе гранитов (50-60%), находясь в ассоциации с плагиоклазом, кварцем, биотитом, мусковитом. Часто в шлифах присутствуют мирмекиты, указывающие на реакционные соотношения между калишпатом и плагиоклазом и на порядок кристаллизации минералов. Количество биотита обычно 3-7%, редко до 10-15%. Мусковит, не всегда присутствующий в гранитах, расценивается нами как поздний, наложенный, развивающийся по полевым шпатам и биотиту. Также в шлифах отмечены флюорит, монацит, ильменит.

По различиям в составах породообразующих минералов выделяются два типа гранитоидов. Первый тип (главная фаза) характеризуется плагиоклазами трёх генераций: андезин (№ 31–32), альбитолигоклаз (№ 8–14), альбит (№ 1–2) и двумя генерациями калишпата: одна с повышенным содержанием альбита (10–12%), другая – с минимальным (1–2%). Биотит представлен высокожелезистыми (66–70%) и высокоглинозёмистыми (32–40%) разностями с содержанием TiO<sub>2</sub> – 2.4–3.1%; также биотит и мусковит характеризуются высоким содержанием Al<sup>VI</sup> (0.8–0.87 и 2.25–2.3 соответственно). Второй тип (поздняя фаза) формирует шляп-

Таблица 1. Представительные составы среднепалеозойских субщелочных гранитоидов (СВЗ)

No No moof	Содержание окислов, %													
none uboo	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	$P_2O_5$	ппп	Сумма	
3165-2	69.90	0.29	15.90	0.25	2.04	0.027	0.43	1.18	3.26	6.13	0.085	0.58	100.07	
3427-1	73.50	0.19	14.30	0.58	1.05	0.024	0.23	0.50	3.22	5.31	0.12	0.85	99.87	
3346-1	73.40	0.15	14.80	1.87	Н.О.	0.025	<.05	0.47	3.27	4.84	0.25	0.85	100.00	
3348-1	72.50	0.22	15.30	1.88	Н.О.	0.015	0.11	0.58	3.03	5.49	0.21	0.81	100.00	
3364-1	72.40	0.23	14.90	2.15	Н.О.	0.028	0.16	0.71	3.04	5.41	0.24	0.76	100.00	
3475-2	68.90	0.32	16.00	2.32	Н.О.	0.02	0.41	1.09	2.87	6.72	0.46	0.68	99.90	
3475-5	68.80	0.57	15.30	4.04	н.о.	0.039	0.72	1.60	3.18	4.96	0.26	0.41	99.90	

ку гарполита в центре равнины Дамфлюа: плагиоклаз представлен альбитом № 3–5; количество альбитовой составляющей в калишпате дискретно меняется от 3% до 7–11%. Биотит отличается максимальной железистостью (F – 73–76%), глинозёмистостью (37–40%) и содержанием TiO<sub>2</sub> – до 3.12– 3.48%, количество катиона Al<sup>VI</sup> также высокое; мусковит характеризуется максимальным содержанием катиона Al<sup>VI</sup> (до 2.39 ф.ед.).

Высокое содержание глинозёма в мусковитах и биотитах подтверждает тезис о высокой глинозёмистости гранитов и правомерности отнесения их к плюмазитовым. Это прямо указывает на глубинное происхождение гранитной магмы. Парагенезис и состав породообразующих минералов (раннемагматический характер биотита, ассоциация его на позднемагматическом этапе с мусковитом, высокие глинозёмистость и железистость биотита) указывают на кристаллизацию пород из водонасыщенных магм. Высокое содержание титана в биотитах говорит о высоких температурах кристаллизации магмы, возможно, что она была перегретой и её температура была не ниже 800-900°С [Марин, 1976]. С другой стороны, появление в породах по две-три генерации полевых шпатов является свидетельством проявления позднемагматических или постмагматических процессов, с которыми связано становление многочисленных тел пегматитов и кварцевых жил в эндоконтактах и экзоконтактах массивов.

При петрографическом изучении пород комплекса Дувефьорд в биотитовых гранито-гнейсах были обнаружены и детально изучены включения вулканического стекла. Это обособленные изотропные образования, имеющие размер от 0.05 до 0.15 мм, округлую, каплевидную либо гантелевидную форму и характеризующиеся чётко выраженной шагреневой поверхностью, которая делает их похожими на мелкие зёрна гранатов. Включения формируют как скопления среди кварц-полевошпатовой матрицы, так и присутствуют в виде отдельных зёрен в разных участках шлифов. Исследования этих стёкол на микрозонде (Cam Scan MV2300, ВСЕГЕИ) позволило установить их состав (табл. 2) и некоторые другие особенности.

Стёкла характеризуются как силикатные щелочные образования натриевого типа, с высоким со-

держанием двухвалентных оснований и низким – глинозёма. Всегда присутствует  $SO_3$ ; не исключено присутствие летучих компонентов (OH, Cl, F, B и др.). Состав стекла по площади включения неоднороден: обычно центры зёрен отличаются от краёв повышением глинозёмистости и основности и понижением щёлочности. Кроме этого, есть включения, где присутствие FeO не установлено. На диаграмме TAS точки составов стёкол попадают в поля пантеллиритов и комендитов. Среди стекла были выявлены мельчайшие выделения минералов. Это эпидот – Ca<sub>1.79</sub>(Fe<sub>0.89</sub>Al<sub>0.04</sub>)Si<sub>3.13</sub>Al<sub>2.0</sub>O<sub>12</sub>(OH) и биотит – K<sub>0.77</sub>Na<sub>0.39</sub>(Fe<sub>1.04</sub>Mg<sub>0.71</sub>Al<sub>0.87</sub>Ti<sub>0.15</sub>)(Si<sub>3.54</sub>Al<sub>0.46</sub>O<sub>10</sub>) (OH)<sub>2</sub>; оба минерала были выявлены в стёклах, содержащих FeO.

Изучение тех же шлифов на специальном микроскопе Leica DMPL (ВСЕГЕИ) под большим увеличением (×500) позволило выявить в стекле мельчайшие (до 1 мкм) газово-жидкие включения, но состав их определить не удалось. Также было установлено, что в породе стекло локализовано в микрополостях и повторяет их форму, занимая при этом большую часть объёма (остальная часть полости остаётся свободной). Кроме этого, были обнаружены включения с частично или полностью раскристаллизованным стеклом, где в микрополостях присутствуют мельчайшие минеральные агрегаты, представленные кварцем, плагиоклазом, эпидотом, рудным минералом и галитом.

Появление вулканического стекла в мигматитах комплекса Дувефьорд может быть связано с присутствием в этом районе массивов гранитов ( $PZ_2$ ). Сопоставляя химические составы самих гранитов, комагматичных им жильных гранитоидов и изученных вулканических стекол, а также учитывая характер минералогии гранитных пород, можно сделать вывод о существовании в верхней части среднепалеозойской магматической колонны остаточного щелочного расплава с высокой степенью флюидизации. На это же прямо указывают факты присутствия здесь крупных пегматитов и кварцевых жил, содержащих, в т.ч., и минерализаторы. Анализ всех имеющихся данных позволяет говорить о формировании во фронтальной части колонны в силу сложившихся физико-химических условий так называемой высокотемпературной силикатной пе-

Таблица 2. Представительные составы вулканических стекол из включений в мигматитах комплекса Дувефьорд (шлиф 3412–1/08)

NºNº	Участок	Содержание окислов,%											
замеров	включения	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	SO <sub>3</sub>	Сумма			
25	край	70.35	1.19	Н. О.	4.46	6.31	13.08	0.47	0.53	96.40			
26	центр	70.74	2.19	Н. О.	4.13	6.79	11.20	0.49	0.79	96.07			
27	край	68.49	1.00	Н.О.	3.75	6.48	11.00	0.48	0.54	91.72			
36	край	69.87	1.12	0.49	3.98	6.45	12.60	0.52	0.17	95.20			
37	центр	72.72	1.39	0.13	4.18	6.92	13.02	0.39	0.54	99.29			
38	центр	66.96	1.18	0.15	3.62	6.93	9.61	0.45	0.31	89.21			
39	край	73.04	1.15	0.15	4.55	6.65	12.88	0.53	0.60	99.55			

ны (ВСП) [Летников и др., 1988]. Такие ВСП, насыщенные флюидами, могут обособляться, образуя впоследствии флюидизированные магмы и собственно гидротермальные растворы. Вследствие низкой теплопроводности этих ВСП, они могут создавать экран, который способствует длительному существованию магматического очага и даже местному перегреву магм, что способствует долгосрочному и равномерному прогреву перекрывающих пород. Для комплекса Дувефьорд это означает, что шляпка гранитного гарполита, внедрившаяся в межслоевое пространство между гнейсами и небулитами, превратилась в долгоживущий высокотемпературный источник тепла. По Ю.Б. Марину [1976], в 500 м от контакта гранитной интрузии (мощность до 5 км) температура во вмещающих породах может достигнуть 400-500°С, а учитывая присутствие ВСП, эта температура может быть и выше. Принимая во внимание субсогласное положение гранитного тела внутри структуры метаморфитов, этот показатель можно ещё больше повысить, т.к. коэффициент теплопроводности для гнейсов перпендикулярно гнейсоватости в 1.5 раза ниже, чем по гнейсоватости, а это также способствует прогреву пород [Марин, 1976]. При резком снятии давления ВСП испытывает взрывоподобное разрушение, что приводит к образованию тонкодисперсного силикатного субстрата во флюидной фазе [Летников и др., 1988]. Результатом именно такого процесса тонкодисперсной эксплозии являются включения силикатного стекла в мигматитах CB3. Их появление также способствовало увеличению прогрева метаморфитов.

Полученные материалы по составам и формам проявления силикатного стекла в метаморфитах СВЗ, а также по геологии и петрологии гранитоидов (PZ<sub>2</sub>) позволяют объяснить появление каледонских изотопных датировок по породам комплекса Дувефьорд и прорывающих их метамагматитов. Внедрение субщелочных гранитоидов, формирование штоков и крупных гарполитов привело к значительному прогреву вмещающих метаморфитов. Особенно сильное влияние оказала шляпка гарполита (мощность более 1 км), внедрившаяся в межслоевое пространство в центре района. Температуры гранитной магмы не позволяли довести дело до широкого развития процессов анатексиса, однако прогрев метаморфитов мог доходить до 500°С и больше на всю мощность наблюдаемой толщи (около 1 км). Этого достаточно, чтобы в диоритах и габброидах сформировались новообразованные парагенезисы эпидот-амфиболитовой фации, в т.ч. и с антофиллитом, являющимся характерным минералом высокотемпературных роговиков. Условия кристаллизации гранитных массивов способствовали длительному существованию источника тепла, что в конечном итоге привело к омоложению изотопных систем в цирконах. Тектонические подвижки, которые маркируются проявлениями мощных кварцевых жил среди гранитов и мигматитов, привели к нарушению условий существования ВСП и выбросу флюидов, содержащих тонкодисперсный силикатный субстрат, во вмещающие породы. Это привело к формированию в мигматитах включений вулканического силикатного стекла.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Летников Ф.А., Феоктистов Г.Д., Вилор Н.В. и др. Петрология и флюидный режим континентальной литосферы // Новосибирск: Наука, 1988. 187 с.
- Марин Ю.Б. Гранитоидные формации малых и умеренных глубин (выделение, структура, становление, эволюция) // Л.: ЛГУ, 1976. 144 с.
- Попов С.В., Маулини Р.Л. Исследования подлёдноподводного рельефа северной части о. Северо-Восточная Земля (арх. Шпицберген) // Природа шельфа и архипелагов европейской Арктики. Вып. 8. М.: ГЕОС, 2008, с. 315–318.
- Сироткин А.Н., Маулини Р.Л. Петрологические особенности метаморфизма протерозойских пород района Дуве-фьорда (о. Северо-Восточная Земля, арх. Шпицберген) // Комплексные исследования природы арх. Шпицберген. Мат-лы IX международ. науч. конф. М.: ГЕОС, 2009, с. 371–384.
- 5. Стратиграфический словарь Шпицбергена / под ред. И.С. Грамберга. Л., Недра, 1990. 203 с.
- Gee D., Tebenkov A. M. Two major unconformities beneath the Neoproterozoic Murchisonfjorden Supergroup in the Caledonides of central Nordaustlandet, Svalbard // Polar Res., 1996, vol. 15, pp. 81–91.
- Ohta Y. Caledonian and Precambrian history in Svalbard: a review and an implication of escape tectonics // Tectonophisics. 1994. V. 231. P. 183–194.
- Sandford K. S. The stratigraphy and structure of the Hecla Hoek Formation and its relationship to a subjacent metamorphic complex in North – East Land (Spitsbergen) // Quart. J. Geol. Soc. Lon. Vol. 112. 1956. P. 339–362.
- Tebenkov A.M., Sandelin S., Gee D.G., Johansson A. Caledonian migmatization in central Nordaustlandet, Svalbard // Norsk Geologisk Tidsskrift. V. 82. 2002. P. 15–28.

## ТЫЛОВЫЕ ПАЛЕОРИФТЫ СЕВЕРНОГО ТЯНЬ-ШАНЯ

### © 2011 г. Л. И. Скринник

Институт геологических наук, Республика Казахстан, г. Алматы, lisgeo@inbox.ru

Магматизм рифтовых структур широко изучается в мире, в том числе в отношении рудной минерализации. В Казахстане известны богатые рудными объектами палеорифты Жаильминский, Спасский, Успенский, Сарытумский, Текелийский. Менее изученными остаются рифтовые структуры тыловых зон Илийского вулканического пояса, обрамляющие его с юга.

В Северном Тянь-Шане располагаются Кетменский и Бозмойнакский рифты, пока мало известные. Раннекарбоновый рифт выделен В.Г. Севастьяновым (2002 г.) в хр. Кетмень в процессе тематических работ, однако контуры рифта и время его существования не были определены. Авторами проведены полевые работы, позволившие восполнить эти пробелы [Скринник и др., 2008]. Заложение Кетменского тылового рифта произошло в связи с внутривизейскими тектоническими движениями и сопровождающей их трансгрессией Туркестанского морского бассейна. Он имеет субширотное северо-восточное простирание и в орографическом плане охватывает хр. Кетмень, плато Далашик, северные склоны хребтов Кунгей Алатау и Басулытау.

Имеющиеся у нас геологические данные для выделения рифта: вдоль его северной границы (вдоль южного подножья хр. Торайгыр) наблюдается смена наземных вулканических накоплений второй половины визейского яруса морскими отложениями, установлено обилие базальтов в краевой зоне морского вулканизма и конгломератов утесной фации, свидетельствующих о наличии тектонического уступа и магмовода, сгущение субпараллельных разломов и наличие в северной прибортовой зоне Кетменского палеорифта мощного дайкового пояса, секущего гранитоиды ордовика, обрамляющие рифт. Южный край палеорифта пересекает в субширотном северо-восточном направлении нижние течения рек Улькен-Кокпак и Туюк-Кокпак. Вдоль этой границы также развиты базальты в сочетании с известняками и крупноглыбовыми конгломератобрекчиями утесной фации. Южный борт, в значительной степени перекрыт надвинутыми при альпийском шарьировании с юга тектоническими пластинами глинисто-карбонатных отложений второй половины визейского яруса, но сформированными намного южнее. Ширина рифта около 80 км, протяженность более 250 км.

Внутреннее строение Кетменского рифта сложное. В структурном плане он включает ряд син-

форм и антиформ, в большинстве представляющих пакеты тектонических пластин. Кетменский палеорифт наложен на серию геодинамических элементов с фрагментами островодужных и задуговых разрезов и дифференцированных интрузивов ордовика, силура, на поля вулканитов и гранитоидов девонского вулкано-плутонического пояса и наиболее широко развитые раннекаменноугольные (турнейско-ранневизейские) наземные вулканиты Илийского краевого вулканического пояса [Скринник и др., 1998]. Собственно рифтовые накопления представлены латеральным рядом морских отложений карбонатно-терригеннориолит-базальтовой, известняково-базальтовой, терригенно-карбонатной толщ с горизонтами пепловых туфов и включениями вулканических бомб, туфо-терригенной с единичными горизонтами известняков. Характерна фациальная изменчивость как вулканических, так и осадочных отложений. Прибортовые части рифта выполнены вулканогенно-осадочными образованиями, внутренние – известняками, включающими горизонты песчаников, алевролитов, пепловых туфов. Базальты Кетменского рифта субщелочные толеитовые и известково-щелочные. Ассоциирующие с ними риолиты субщелочные. По объему преобладают базальты, особенно в западной части (хр. Кунгей, Торайгыр).

Чисто известняковая толща того же возраста слагает внутреннюю часть палеорифта, нередко она является аллохтонным образованием, и наблюдается в шарьяжных пластинах, перекрывающих как палеозойские, так и неогеновые отложения [Скринник и др., 1983]. Корни таких пластин могут быть расположены более чем в 30 км южнее палеорифта в тыловом палеобассейне Срединного Тянь-Шаня.

Вулканическая деятельность в Кетменском палеорифте развивалась в сторону увеличения объема субщелочных пород. С ней связано формирование железо-марганцевой минерализации в северной прибортовой части рифта и медной – в обоих бортах рифта. Вулканизм и сопровождающая его гидротермальная деятельность прекратились в начале серпуховского века, а позднее, происходило заполнение грабена терригенными отложениями серпуховского возраста, вверх по разрезу все более крупнобломочными, а затем крупновалунными конгломератами среднего карбона. В раннепермское время осадконакопление сменилось денудаци-



Рис. 1. Диаграмма соотношений К2О-ТіО2 в базальтах дорифтовой кетменской(C<sub>1</sub>t-v<sub>1</sub>), рифтовых кулуктауской (C<sub>1</sub>v<sub>2</sub>-s) и бозмойнакской (P<sub>2</sub>) свит хр. Кетмень (Юго-Восточный Казахстан). Области составов: ОІВ – океанических островов и континентальных рифтов, NMORB – океанических рифтов, ЕМОRВ и ВАВВ – океанических плато и задуговых бассейнов, АВАВ – островодужные и задуговых бассейнов, IAB – островодужные базальты

ей, а в поздней перми вдоль оси карбонового грабена заложился новый, Бозмойнакский рифт, выполненный красноцветными грубообломочными накоплениями и миндалекаменными меденосными базальтами бозмойнакской свиты и пантеллеритами кеинбулакской свиты.

Позднепермский Бозмойнакский рифт вложен в середину карбонового параллельно его оси. Ширина этого рифта не более 35км, простирание также субширотное северо-восточное. Его образования слагают крупные поля на южном склоне хр. Кетмень и северном склоне Каратау Кетменского. О продолжении его к востоку и западу на сопредельные территории КНР и Киргизии сведений нет.Породы бозмойнакской свиты верхнепермского рифта принадлежат контрастной трахириолиттрахибазальтовой формации и представлены высокотитанистыми умеренно и высококалиевыми толеитовыми базальтами с кальцитовым и медным выполнением миндалин. Среди базальтов изредка встречаются потоки полосчатых трахириолитов и пантеллеритов, такие же слагают верхнюю часть вулканогенной серии. Вулканогенный разрез запечатывается красноцветными конглобрекчиями.

Сравнение описанных выше базальтов с эталонными составами вулканических пород кайнозойских геодинамических обстановок подтверждает правомерность отнесения их к рифтовым образованиям. На индикаторной диаграмме видно, что вулканиты подстилающей Кетменский рифт турнейско-ранневизейской кетменской серии принадлежат краевому вулканическому поясу (активной окраине), в то время как лежащие выше базальты кулуктауской и бозмойнакской свит – это рифтовые образования (рис. 1).

С юга к Бозмойнакскому палеорифту причленяется своим восточным флангом субпараллельный ему кайнозойский Иссыккульский рифт с базальтовыми дайками и силлами, прорывающими юрские отложения на плато Ушхасан вблизи границы с Китаем [Леонов, 1983]. Такое сближение и совмещение разновозрастных рифтовых зон, вероятно, говорит об их пространственной связи с крупной и долгоживущей системой глубинных разломов Тянь-Шаня.

Металлогения Кетменского и Бозмойнакского рифтов несет элементы телескопирования. Несомненно, разломы, ограничивающие карбоновый рифт, служили проводниками гидротерм и в пермский период. Поэтому имеется сочетание медных объектов типа Манто в каменноугольных отложениях с зонами минерализации и карбонатножильными проявлениями как в карбоновых, так и в пермских вулканитах, образующих единые рудоносные зоны. Позднепермский, а возможно, и раннетриасовый возраст имеют медно-цеолитовые и

полиметаллические объекты. Одни из них тяготеют к выходам пермских вулканитов, образуя линейные зоны, параллельные ограничивающим и обрамляющим разломам Бозмойнакского рифта, другие расположены в полях карбоновых вулканитов, но контролируются единой с пермскими системой тектонических нарушений. В целом континентальные рифты в мировой литературе оцениваются как весьма перспективные рудоносные структуры, поэтому описанные выше Кетменский и Бозмойнакский па-

леорифты рекомендуются автором для дальнейше-

го металлогенического изучения.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- 1. Скринник Л.И., Эсминцев А.Н. Латеральные ряды каменноугольных отложений Северного Тянь-Шаня // Известия АН РК. 2008. № 3. С. 4–16.
- 2. Скринник Л.И., Гришина Т.С., Радченко М.И. Стратиграфия и палеогеография карбона Юго-Восточного Казахстана // Геология и разведка недр Казахстана. 1998. № 4. С.9–14.
- Скринник Л.И., Краснобородкин В.К. О надвигах Юго-Восточного Казахстана // Проблемы региональной геологии и геофизики Казахстана. Алмаата: КазИМС.1983. С. 85–94.
- Леонов А.В. Неоген-четвертичные магматические образования Казахстана // Магматические комплексы Казахстана. Алма-Ата: Наука. 1983. С. 202–209.
## І. ОБЩИЕ ВОПРОСЫ

# О ДЛИТЕЛЬНОСТИ И ПЕРИОДИЧНОСТИ РАЗВИТИЯ РУДНО-МАГМАТИЧЕСКИХ СИСТЕМ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ДУГ ОКРАИН ТИХОГО ОКЕАНА

## © 2011 г. В. Н. Шарапов, А. С. Лапухов, Л. Г. Смолянинова

Институт геологии и минералогии ОИГГГМ СО РАН, Новосибирск, vik@igm.nsc.ru

На основании обработки литературных данных датировок проявления продолжительности (длительности) и периодичности развития рудномагматических систем (РМС) вулканических дуг окраин Тихого океана (TO) рассмотрены модели их развития. Базой той работы были сводки [Singer et al., 2005; Sincair, 2007], дополненные обзорами периодических изданий более позднего времени. Обработка числовых массивов выполнена с помощью программных комплексов (ПК) STATISTICA 6.0 и МАТLАВ R2009b. С помощью ПК STATISTICA 6.0 исследована периодичность функций распределения методом ARIMA, авто- и кросскорреляции временных рядов. ПК МАТLAВ R2009b использован для вейвлет-анализа. Учитывая результаты анализа временных рядов в [Prokoph et al., 2004] и статистику дат в использованных БД [Singer et al., 2005; Sincair, 2007], мы ограничились линейкой 0-300 млн. лет с временным шагом 0.5 млн. лет. Даже при этом ограничении разные части временных рядов для такой линейки конкретных территорий имеют существенно различную "плотность" наблюдений, достаточность которой для получения "реальной" картины хроноструктуры магматических событий рассматриваемых РМС не вполне очевидна. Поэтому использование как вейвлетов, так и применение Фурье-анализа в форме метода ARIMA, рассмотрение авто- и кросскорреляций отдельных рядов наблюдений для существующих БД [Singer et al., 2005; Sincair, 2007], позволяет сделать, повидимому, только начальный шаг как в анализе хроноструктуры эпох рудообразования РМС ПФ, так и сопоставлении их с эпохами проявления LIPs. Очевидно также, что уменьшение шага временной линейки магматических событий представляют большой генетически интерес в отношении исследования более тонкой хроноструктуры эволюции цикличности РМС ПФ. Такие данные удалось получить для пост-олигоценового периода развития РМС западной окраины ТО с построением временных рядов с шагом 0.1 млн. лет. Продолжительность (dt) образования РМС имеет весьма широкие вариации, от ~0.1 млн. лет до нескольких десятков млн. лет. В.А. Пономарчуком [2005] было показано, что для палеозойских и мезозойских РМС ПФ просматривается тренд увеличения dt с ростом t. Но на всей временной линейке событий формирования эпитермальных и порфировой формации месторождений от протерозоя до новейших рудообразующих систем на западных окраинах ТО нет линейной связи этих параметров. При этом фиксируется реализации как первого, так и второго из отмеченных выше типов РМС. Наиболее разнообразные ситуации были в интервале времен 55-70 млн. лет, а на отрезке событий 0-30 млн. лет продолжительность формирования месторождений в более чем 95% случаях не превышала 3.5 млн. лет. Характер цикличности и периодичности рядов РМС выявляется при анализе автокорреляционных функций и функций парциальной автокорреляции временных рядов средних значений инструментально оцененных отрезков времен их проявления. Автокорреляционные функции региональных временных рядов секторов восточных и западных активных окраин ТО показательны: 1) временной ряд РМС западной окраины Южно-Американского континента (S Am) обладает периодической функцией корреляции на всех лагах выше белого шума с величинами коэффициента корреляции +0.15...+0.4. При этом функция парциальной автокорреляции показывает четкую периодичность (+) на лагах 2.4.6.8.10, 12; 2) временной ряд дат формирования РМС западной окраины Северо-Американского континента (N Am) имеет ритмическое затухание корреляции до незначимой к пятому лагу; его функция парциальной автокорреляции функция проявлена весьма ограниченно, - положительные значения выражены только на первых четырех лагах, на всех других значения – не выше границы белого шума; 3) ряд суммарных наблюдений для западной окраины Тихого океана (Sum WP) характеризуется линейным снижением положительной корреляции до незначимой к четвертому лагу; функция парциальной автокорреляции проявляет затухание к пятому лагу. Таким образом, все региональные временные ряды МС имеют в цикличности более или менее выраженную периодичность.

В таком случае, возникает вопрос насколько подобна периодичность временных разных секторов активных окраин Тихого океана. Об этом можно судить уже на основе их функций кросскорреляции. Таковая для рядов S Am – Sum WP обнаруживает отсутствие значимых коэффициентов корреляции на отрицательных лагах, тогда, так на положитель-

ных лагах в интервалах +1...+4 имеется положительная корреляция порядка, 0.9, которая затухает через лаг до значений незначимой. Функция кросскорреляции рядов N Am – Sum WP обнаруживает отсутствие значимых коэффициентов корреляции на отрицательных лагах, тогда, так на положительных лагах в интервалах +7...+14 имеется положительная корреляция, максимум которой порядка 0.5 на лаге +10. Функция кросскорреляции рядов S Am – N Am показывает слабую периодическую положительную корреляцию на отрицательных лагах и отсутствие значимых корреляций на положительных лагах. Отдельные ряды секторов западной окраины ТО на такой временной линейке обнаруживают следующие соотношения: 1) практически отсутствует кросскорреляция между временными рядами вулканических дуг Новой Зеландии (N Z) и дугами Японии и Курило-Камчатских (Jap-Kam); 2) функция кросскорреляции временных рядов Jap-Кат и вулканических дуг западного сектора Тихого океана (Филиппины, Индонезия, Папуа-Новая Гвиеня – W Pas) обнаруживает слабую положительную их корреляцию на лагах +1...+3; 3) наиболее коррелируются ряды N Z – W Pas, которые имеют положительные коэффициенты корреляции порядка 0.5 на лагах +3,+9, +13,+15. Результаты статистического анализа спектров частот проявления РМС на восточных, и западных окраинах Тихого океана методом ARIMA и с помощью вейвлета Морле.

Из этих соотношений следует, что имеется относительно слабое подобие периодичности развития МС между всеми секторами активных окраин ТО. Конкретнее их сходство и различие можно оценить, сравнив их частотные характеристики и выраженность периодической структуры на сходных отрезках отдельных временных рядов. Результаты статистического анализа спектров частот проявления РМС на восточных, и западных окраинах Тихого океана методом ARIMA и с помощью вейвлета Морле. Сопоставление гармоник временных рядов РМС ПФ восточных и западных окраин ТО показывает очевидную несимметричность и асинхронность на до-миоценовой части временной линейке событий. Полученные методом ARIMA статистики в низкочастотной части спектров показывают ряд важных различий в разных секторах активных окраин ТО. Во временной последовательности формирования РМС Северной Америки наиболее резко проявлена периодичность 5 млн. лет и относительно редуцирована частота событий с периодом 1 млн. лет. Для сектора Южной Америки характерна обратная ситуация, – для РМС этой окраины наиболее характерна периодичность 1 млн. лет при редуцированности периода 5 млн. лет. Существенно также то, что длиннопериодические последовательности этих секторов различны. Постпалеозойская временная линейка РМС ПФ более длинна в Андийском секторе в сравнении с таковой

Северной Америки. 2) Хроноструктура магматических событий на западной и восточной окраинах ТО существенно различна и их главные максимумы практически асинхронны. 3) На западных окраинах ТО хроноструктура развития РМС в отдельных секторах еще более различна, чем на восточных. Таким образом, РМС северо-западного и юговосточного секторов ТО не обнаруживают отчетливых признаков синхронизации. Некоторая коррелируемость РМС западного сектора в разных частях спектров с таковыми в соседних секторах указывает на существование между этими секторами некоторой широтной разделяющей структуры. Имеющаяся статистика событий не позволяет более определенно указать ее положение.

Рассмотрение оценок периодичности упомянутых выше временных рядов, полученные на основе вейвлета Морле дополняют данные кросскорреляционного анализа временных рядов. Сопоставление периодичности LIPs [Добрецов, 1994, Condie, 2001, Prokoph et al., 2004] и РМС ПФ (показывает, что возможно существует какая - то связь активизации РМС в западном секторе ТО и мантийных плюмов, формирующих вулканические плато или вулканические хребты ТО. Похоже, что развитие наиболее древних РМС ПФ Южной Америки по времени также как - то сопряжено с плюмтектоникой. В пост-олигоценовое время для РМС ПФ Северной Америки характерно отсутствие несовпадений их цикличности и ареальных базальтов. Сдвиг по фазе этих этапов в бимодальных и андезитобазальтовых сериях весьма незначителен. Но между циклами развития РМС ПФ активных окраин Северной и Южной Америк просматривается "сдвиг по фазе" больший, чем "неопределенности" вейвлетов в сравниваемых рядах. Проявление в постолигоценовое время пространственного и временного смещения максимумов развития рудоносных андезитовых и гранитоидов в вулкано - плутонических комплексах, а также средне-миоценового пика проявления ареальных базальтов на западной окраине Северной Америки, интересны как еще не решенная петрогенетическая задача динамики циклического развития пространственно сближенных магматических питающих очагов, относящихся, по-видимому, к одной мантийно-коровой магматической системе над горячей точкой. Анализ автокорреляционных функций временных рядов проявления рудных эпох ПФ свидетельствует о существовании разных типов периодичности в них РМС ПФ в отдельных секторах ТО. Статистический анализ цикличности развития эпитермальных и месторождений порфировой формации (ПФ) и рудопродуктивных магматических систем (РМС) позволяет сделать некоторые предварительные предположения об их цикличности в рудных эпохах и периодичности на более длинных временных последовательностях проявления: 1) все региональные временные ряды РМС имеют более или менее выраженную периодичность; 2) развитие месторождений ПФ на восточной и западных окраинах Тихого океана (ТО) в целом асинхронно; 3) цикличность временных рядов развития РМС в соседствующих секторах окраин ТО слабо коррелированно; 4) статистически линейной связи РМС с эпохами проявления LIPs [Condie, 2001] не просматривается за исключением пространственного совпадения РМС с горячими точками.

Модельный анализ РМС позволяет оценить природу полученных статистических оценок [Молельный..., 2009]. Согласно существующей структурногенетической схемы, их появление связано с интрузивами гранитоидов, охлаждавщимися на глубинах 5-10 км от палеоповерхности, где формировались комагматичные им свиты эффузивов. Небольшие порции магм, образующих штоки и дайки порфиров, поступали перед отделением потока флюидов из дифференцирующихся в камерах расплавов. Анализ статистических оценок показывает, что в зависимости от разрешения (чувствительности) существующих методов "абсолютного" датирования эндогенных процессов в РМС наиболее низкочастотные из полученных гармоник могут быть соотнесены со временами дифференциации относительно крупных гранитоидных интрузивов (десятки и сотни тысяч лет). Эти отрезки времени можно сопоставить с "жизнью" отдельных вулканов и сопряженных с ним термальных систем. Указанная ситуация фиксируется максимальными пиками частот появления РМС в вулканических дугах южного и центрального сектора западных окраин ТО. В них заметно редуцированы среднечастотные гармоники. В северо – западном секторе ТО ситуация меняется. В японских вулканических дугах фиксируется пространственное сопряжение двух магматических циклов. В Охотоморском секторе очевидно последовательное смещение со временем дуг и поясов месторождений ПФ с запада на восток Геодинамика..., 2006]. Для объяснения причин формирования месторождений с большей длительностью необходимо искать другие источники магм и флюидов, чем интрузивы гип- или мезоабиссальной фации глубинности. Если соотнести длительности существования уже возникших очагов плавления пород земной коры в отношении времен их солидификации со временами кристаллизации порожденных ими интрузивов, то эти времена различаются на порядок [Модельный..., 2009], - 1.5-10 млн. лет. Поэтому мы полагаем, что месторождения с длительностью формирования от 1, 5 млн. лет до 8.5–9 млн. лет следует объяснить процессами интрудирования порфиров из глубинных магматических очагов одного цикла их развития. Кроме термодинамических оценок, существенными аргументами в пользу такой гипотезы являются результаты определения датировок порфировых выделений и основной

массы в порифирах, полученных в [Пономарчук, 2005], а также для порфировых вкрапленников в риолитовых туфах Иллоустонской кальдеры [Gansecki et al., 1996]. Было обнаружено, что таковые разнятся для четвертичной магматической системы от нескольких сот тысяч лет до ~1–9 млн. лет, для мезозойских РМС – от ~4 млн. лет ~ до 10–20 млн. лет. При котектической кристаллизации гранитоидных магм в весьма крупных гранитоидных плутонах допустить такую реализация затруднительно, но для случая интрудирования расплавов из материнских магматических очагов объяснение природы такого различия правдоподобно.

Статистический анализ длительности и цикличности развития месторождений порфировой формации (ПФ) и рудопродуктивных магматических систем (РМС), сопоставленный с результатами моделирования динамики развития структурнодинамических зон мантийно-коровых РМС, позволяет сделать некоторые предварительные предположения об источниках порфировых магм и магматогенных флюидов, продуцировавших появление месторождения РМС активных окраин ТО: 1) при формировании объектов ПФ существует два источника расплавов и рудообразующих флюидов, – малоглубинные крупные гранитоидные интрузивы и глубинные коровые очаги гранитоидных магм над мантийными астенолинзами; 2) совпадения периодичности LIPs и PMC ПФ по месту и времени определяются продуцированием их магматических очагов горячими пятнами на разных глубинных уровнях континентальной литосферы; 3) развитие месторождений ПФ на восточной и западных окраинах Тихого океана (ТО) в целом асинхронно; 4) цикличность временных рядов развития РМС ПФ в соседствующих секторах окраин ТО слабо коррелированно; 5) пространственное сопряжение цикличности и локальных проявлений полициклических РМС ПФ может быть связано с бицикличностью эволюции астенолинз над горчим пятнами.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России. Ред. А.И. Ханчук. Владивосток, изд-во ДВО РАН, 2006, Кн.1. 572 с.
- Добрецов Н.Л. Периодичность геологических процессов и глубинная геодинамика // Геол. геоф., 1994. Т. 35, № 5. С. 5–19. Модельный анализ развития континентальных мантийно-коровых рудообразующих систем. Ред. Г.В. Поляков. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2009. 399 с.
- Пономарчук В.А. Геохронологические (40Ar-39Ar и Rb-Sr) и изотопно-геохимические (<sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr, δ<sup>34</sup> S, δ<sup>13</sup> C) параметры Cu-Mo – порфировых рудных узлов (Сибирь, Монголия). Диссертация..., Новосибирск, 2005. 40 с.
- 4. **Condie, K. C.** Mantle plumes and their record in earth history. Cambridge, Cambridge University Press, 2001. 306 p.

- Gansecki C.A., Mahood G.A., McWilliams M.O. 5. <sup>40</sup>Ar/ <sup>39</sup>Ar geochronology of rhyolites erupted following collapse of the Yellowstone caldera, Yellowstone Plateau volcanic field:implications for crustal contamination // EPSL, 1996. v. 142. P. 91-107.
- 6. **Prokoph A., Ernst R.E., Buchan K.L.** Time-Series Analysis of Large Igneous Provinces: 3500 Ma to Present // J. Geol., 2004, v. 112, p. 1–22. Rampino M. R., Caldeira K. 1993. Major episodes
- 7. of geologic change: correlations, time structure and

possible causes // EPSL, 1993. V. 114. P. 215-227.

- 8. Singer D.A., Berger V.I., Moring B.C. Porphyry Copper Deposits of the World: Database, Maps, and Preliminery Analysys. An updated version of the file is available in USGS Open-File Report 2005-1060 Open-File /http://pubs.usgs.gov/of/2005/1060/). Sincair W.D. Geological Survey of Canada. Mineral
- 9. Deposits of Canada: Porphyry Deposits. Open-File / http://gscnrcan.gc.ca/mindep/synth\_dep/porph/index\_e. php/

## І. ОБЩИЕ ВОПРОСЫ

# ПРОИСХОЖДЕНИЕ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ВЗРЫВОВ

# © 2011 г. В. С. Шкодзинский

Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН, Якутск, shkodzinskiy@diamond.ysn.ru

Выяснение природы вулканических взрывов имеет существенное значение для прогноза этих опасных явлений и связанных с трубками взрыва полезных ископаемых. Однако до сих пор эта проблема не имеет убедительного решения. Согласно фреатомагматической гипотезе взрывы обусловлены парообразованием при соприкосновении магм с грунтовыми водами [Lorenz, Kurzlaukis, 2003]. Происходящее при этом резкое возрастание объема приводит к взрывной дезинтеграции магм и вмещающих пород. Однако в этом случае непонятно, почему взрываются не только вмещающие породы, но и огромные объемы магм, а также, почему последние часто не изливаются на земную поверхность. Например, в кимберлитовых провинциях обычно отсутствуют кимберлитовые лавы, несмотря на присутствие многих сотен трубок взрыва. Кроме того, широко распространенные излияния базаль-



Рис. 1. Обобщенная диаграмма фазового состава и эволюции магм.

Толстые черные линии – границы полей разного фазового состава. Тонкие сплошные линии – изоконцентраты расплава, пунктирные – линии геотермических градиентов (О – под океанами, К – под континентами, П – под переходными областями). Линии со стрелками – эволюция магм при подъеме. І – IV – различные типы эволюции магм и извержений. Фазы: Г – газ, Рс – расплав, Тв – твердые фазы. товых магм в воду не приводит к взрывам, что обусловлено относительно небольшой теплопроводностью воды и расплава и противоречит фреатомагматической гипотезе. По флюидномагматической гипотезе взрывы происходят в результате внезапного прорыва вулканических газов, накапливавшихся под экраном из малопроницаемых вмещающих пород [Skinner, Marsh, 2003]. Но и в этом случае непонятно, почему взрываются огромные объемы магм и почему кимберлитовые расплавы никогда не изливаются в виде лав, хотя в этих же районах часто присутствует большое количество базальтовых потоков. Кроме того, широкое развитие гидротермальных изменений и руд на большом расстоянии от магматических тел свидетельствует о том, что вмещающие породы легко проницаемы для газов вследствие присутствия в них большого количества трещин.

Массовое возникновение взрывов лишь в определенных магмах, например в кимберлитовых, свидетельствует о том, что причиной их являются не условия внедрения, как обычно предполагается, а происходящие в магмах процессы. Это полностью подтвердили впервые рассчитанные по экспериментальным и термодинамическим данным РТдиаграммы фазового состава главных типов магм [Шкодзинский, 1985]. На рисунке приведена обобщенная диаграмма для магм, отражающая связь их фазового состава с РТ-параметрами независимо от состава. Она наиболее удобна для выяснения природы вулканических взрывов. Эта диаграмма наглядно иллюстрирует, что фазовый состав любой магмы зависит от температуры и давления в ней. При высоких значениях этих параметров магмы состоят из расплава (поле Рс), поскольку все летучие компоненты полностью растворены в нем. С понижением давления при высокой температуре газы начинают выделяться из расплава (поле  $Pc + \Gamma$ ). Уменьшение температуры при высоком давлении вызывает кристаллизацию твердых фаз (поле Pc + Тв). Снижение давления в начавших кристаллизоваться магмах приводит к появлению в них газовой фазы (поле  $T_B + Pc + \Gamma$ ).

В зависимости от исходной температуры декомпрессия, сопровождающая подъем магм, приводит к совершенно различным последствиям. В условиях высокой температуры она вызывает только появление газовой фазы. В относительно низкотемпературных магмах происходит также и затверде-

вание расплава. Это иллюстрирует пересечение линиями подъема магм изоконцентрат расплава с все понижающимися значениями в поле Тв + Рс + Г и линии полного затвердевания расплава (границы полей Тв +  $\Gamma$  и Тв + Рс +  $\Gamma$ ). Декомпрессионное затвердевание последнего при низком давлении обусловлено уменьшением содержания в нем растворенных летучих компонентов. Они являются мощными плавнями, поэтому снижение их содержания в расплаве приводит к его кристаллизации. В подавляющем большинстве случаев при декомпрессии твердые фазы не успевают кристаллизоваться, и расплав постепенно переходит в стекло. Повышение вязкости декомпрессионно затвердевающих магм препятствует расширению пузырьков газа, возникающих в результате вскипания расплава, и приводит к консервации высокого внутреннего давления газовой фазы при снижении внешнего литостатического давления по мере дальнейшего подъема. С увеличением этой разницы давления до предела суммарной прочности перегородок между пузырьками в затвердевающей магме и перекрывающих пород происходит взрыв. Верхние части магматических колонн и приконтактовые зоны вмещающих пород дезинтегрируются с быстрым колоссальным расширением обломочно-газового материала вследствие подброса его вверх. В результате этого возникают взрывные вулканические извержения, диатремы и различные обломочные породы.

Несмотря на затраты тепла на расширение газовой фазы при подъеме, температура затвердевающих магм может повышаться за счет выделения скрытой теплоты кристаллизации или оставаться практически постоянной. В последнем случае выделение энергии А при взрыве можно оценить по формуле изотермического расширения идеальных газов:

 $A = nRT lnV_2/V_1,$ 

где n – мольное количество газов;

R = 8.314 Дж/Кмоль – универсальная газовая постоянная; Т – температура по Кельвину; V<sub>1</sub> и V<sub>2</sub> – начальный и конечный удельный объем газов.

Декомпрессионное затвердевание низкотемпературных кимберлитовых магм начиналось при давлении около 0.5 ГПа [Шкодзинский, 2009] и, следовательно, примерно такая максимальная величина избыточного внутреннего давления газовой фазы могла быть законсервирована в поднявшихся к земной поверхности верхних частях кимберлитовых колонн. Если среднее законсервированное избыточное давление было 0.1 ГПа, то при 5%-ном содержании водяного пара в кимберлитовых магмах (в кимберлитах присутствует до 40 мас. % воды и углекислоты) и плотности их 2.5 г/см<sup>3</sup> изотермическое расширение содержащейся в 1 м<sup>3</sup> 125 кг пара при взрыве в случае T = 1173 К,  $V_1 = 5.16 \text{ см}^3/\Gamma$ ,  $V_2 = 5413 \text{ см}^3/\Gamma$  приведет к выделению  $A = (125 \cdot 10^3 / 18)$ моль  $\cdot 1173 K \cdot 8.314 Дж/Кмоль \cdot$ 

·ln(5413/5.16) = 476250 кДж энергии, что в 110.5 раз больше, чем при взрыве 1 кг тротила (4520 кДж) [Покровский, 1980]. Расход тротила на дробление 1 м<sup>3</sup> горной породы при промышленных взрывах составляет 0.2-1.6 кг. Вследствие высокой температуры и поэтому пониженной прочности декомпрессионно затвердевших магм для их дробления должно быть вполне достаточно 1 кг тротила на 1 м<sup>3</sup> или содержания в магме 0.05 мас. % водяного пара. Количество воды в часто взрывающихся кислых магмах оценивается обычно в 1-2 мас. %. При взрыве 1 км<sup>3</sup> декомпрессионно затвердевавшей кимберлитовой магмы выделялась энергия, равная таковой при взрыве 105 400 килотонн тротила, что в 5270 раз больше мощности атомной бомбы (20 килотонн), погубившей город Хиросиму. Этот приближенный расчет объясняет чудовищно большую силу многих вулканических взрывов, пробивающих километровые толщи горных пород и выбрасывающих продукты взрыва в стратосферу.

Такие взрывы относятся к типу эксплозий, возникающих при разрушении емкостей высокого давления. Они начинаются с быстрого падения давления в затвердевшей магме. Этим вулканические взрывы коренным образом отличаются от промышленных, на начальной стадии которых давление резко возрастает за счет образования газов в результате химических реакций. Следовательно, высказывавшиеся предположения о кристаллизации алмазов в кимберлитовых трубках при высоком давлении, якобы возникающем при взрыве, не имеют никаких оснований.

Различное поведение высокотемпературных и относительно низкотемпературных магм на малоглубинной стадии подъема позволяет объяснить все многообразие вулканических извержений. В высокотемпературных магмах, характеризуемых правой областью диаграммы (I на рисунке), подъем сопровождается только выделением газовой фазы. Такие магмы остаются маловязкими и спокойно изливаются. Скорость движения лав по земной поверхности, вследствие их небольшой вязкости, достигает 100 км в час. Из затвердевающих потоков временами вырываются фонтаны расплава. Излияния иногда сопровождаются бурным выделением из жерла высокотемпературных газов, которые выносят фрагменты расплава, бомбы затвердевающих магм и обломки пород вулканического конуса. Этот тип извержений выделяют как гавайский по названию Гавайских островов. Он характерен для океанических островов, так как под океанами мантия имеет самую высокую температуру, что иллюстрирует линия океанического градиента О на рисунке. Поэтому здесь возникают наиболее высокотемпературные основные магмы. Такие излияния происходят иногда и на континентах в случаях подъема под ними горячих мантийных плюмов с образованием огромного объема траппов.

Относительно низкотемпературные магмы, характеризуемые центральной частью диаграммы (поле III), не могут изливаться на земную поверхность вследствие их полного декомпрессионного затвердевания на заключительных стадиях подъема. Это объясняет отсутствие кимберлитовых лав в областях широкого распространения кимберлитовых трубок взрыва и кислых лав во многих районах массового распространения гранитных тел. Такие магмы на земной поверхности могут формировать только толщи, состоящие из продуктов дезинтеграции затвердевших частей магматических колонн.

Растворенные летучие компоненты распределены в расплаве очень равномерно. Поэтому их расширение при декомпрессии после вскипания приводит к дроблению вулканического стекла на относительно выдержанные по размеру мелкие (обычно до первых миллиметров) обломки, которые слагают туфы. Особой разновидностью являются игнимбриты – породы, состоящие из пластично деформированных спекшихся обломков кислого по составу стекла.

Взрывы при образовании игнимбритов являются самыми мощными и обычно сопровождаются катастрофическими последствиями. Это связано с тем, что объем одновременно взрывающейся кислой магматической колонны обычно бывает очень большим - до многих десятков кубических километров. Из раздробленного материала формируются палящие тучи, которые стремительно распространяются от вулкана на многие десятки километров. Температура их приближается к 900°С, поскольку под их воздействием начинает плавиться стекло. Скорость движения может достигать 300 км в час. Большая скорость движения палящих туч связана с тем, что в них продолжается выделение газов из пластичных обломков. Поэтому последние длительное время не слипаются между собой и не прилипают к земной поверхности. На образующейся газовой подушке туча стремительно перемещается. Такой тип извержений с мощными взрывами относят к пелейскому по названию вулкана Мон-Пеле на о. Мартиника. Он характерен для областей с более низкотемпературной корой и мантией, чем под океанами (линия геотермического градиента К на рисунке). В самых низкотемпературных областях, типичных для древних платформ, формируются кимберлитовые трубки взрыва из магм, поднимающихся с глубины более 200 км.

В магмах, характеризуемых промежуточным по температуре полем II на диаграмме, происходит частичное декомпрессионное затвердевание расплава. Взрываются наиболее низкотемпературные и остывшие их разности, в то время как более высокотемпературные сохраняют текучесть. Поэтому многочисленные взрывы сопровождаются излияниями лав. Такие извержения получили название **плинианских** по имени наблюдавшего и описавшего извержение вулкана Везувий древнегреческого исследователя Плиния. Они чаще всего формируются кислыми и средними по составу магмами, которые поднимаются в виде колонн большого объема. Поэтому сила взрывов при извержениях такого типа может быть очень большой. Эти извержения характерны для окраин континентов, где температура мантии меньше, чем под океанами, но выше, чем под древними платформами.

Самые низкотемпературные магмы характеризуются крайним левым полем IV на диаграмме. Продукты их затвердевания не способны достигать земной поверхности даже после дробления. Они кристаллизовались на значительной глубине с образованием интрузий. Многие гранитные батолиты возникали в таких условиях. Вследствие высокой вязкости их магм они обычно имеют округлые очертания. В них не происходили процессы дифференциации, поэтому они относительно однородны по составу.

Таким образом, взрывные вулканические извержения являются закономерным следствием возникновения процессов декомпрессионного затвердевания относительно низкотемпературных магм на малоглубинной стадии подъема. Законсервированное затвердеванием высокое внутренне давление газовой фазы приводит к внезапному взрывному разрушению верхних частей магматических колонн и вмещающих пород. Такие взрывы характерны для магм, формирующихся в относительно холодной мантии, и наиболее часто происходят при извержениях вулканов на континентах. Различная исходная температура магм, возникающих в разных геодинамических обстановках, является причиной разнообразия вулканических извержений.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- 1. Покровский Г.И. Взрыв. М.: Недра, 1980. 136 с.
- 2. Шкодзинский В.С. Фазовая эволюция магм и петрогенезис. М.: Наука, 1985. 232 с.
- Шкодзинский В.С. Происхождение кимберлитов и алмаза. Якутск: ОАО "Медиа-холдинг Якутия", 2009. 352 с.
- Lorenz V., Kurzlaukis S. Kimberlite pipes: growth models and resulting implications for diamond exploration // 8<sup>th</sup> International Kimberlite Conference. Long Abstract. Victoria, Canada, 2003.
- Skinner E.M., Marsh J.S. Kimberlite eruption processes // 8<sup>th</sup> Kimberlite Conference. Long Abstract. Victoria, Canada, 2003.

114

## І. ОБЩИЕ ВОПРОСЫ

# ПОЗДНЕКАЙНОЗОЙСКИЙ ВУЛКАНИЗМ ЦЕНТРАЛЬНОЙ АЗИИ – ПРОЕКЦИЯ ГОРЯЧЕГО ПОЛЯ МАНТИИ НА ЗЕМНУЮ ПОВЕРХНОСТЬ

## © 2011 г. В. В. Ярмолюк, Е. А. Кудряшова, А. М. Козловский

Институт геологии рудных месторождений петрографии, минералогии и геохимии РАН, Москва, Россия

Позднекайнозойская эпоха стала временем крупных структурных преобразований литосферы Центральной Азии. В это время в регионе произошло формирование рифтовых систем, в том числе, Байкальской, литосфера региона была раздроблена на плиты и микроплиты, произошло образование ряда пространственно разобщенных вулканических областей, рассредоточенных по огромной территории Центральной Азии. Эти процессы, имевшие разную тектоническую природу, тем не менее, дали в значительной степени согласованную геологическую картину. Так, Байкальская рифтовая система в целом сопряжена с северной границей Амурской плиты, и именно эта граница определяет закономерности размещения наиболее крупных впадин рифтовой системы и, в частности, изменение простирания ее структур в районе оз. Хубсугул. С Байкальской рифтовой системой также связаны проявления новейшего вулканизма [Логачев, 1975], однако они не имеют сплошного распространения вдоль оси рифтовой системы и локализованы в отдельных, пространственно обособленных районах [Ярмолюк и др., 1995]. Это вулканические поля Токинского Становика, Удоканское лавовое поле, Витимское базальтовое плато, Южно-Байкальская и Южно-Хангайская вулканические области (ЮХВО). Эти вулканические области характеризуются магматизмом внутриплитного типа, а также глубинными структурными корнями, уходящими в астеносферную мантию, что позволяет связать их с мантийными плюмами.

Наблюдаемое совмещение проявлений разной геологической природы в одних и тех же участках Центральной Азии имеет вполне логичное объяснение, если предположить, что эти различные формы эндогенной активности приспосабливались к дефектам литосферы, существовавшим на момент их проявления. В связи с этим возникает вопрос, какой же из механизмов – рифтогенез, литосферное дробление или активность мантийных плюмов, начал действовать в пределах Центральной Азии раньше других и, таким образом, повлиял на закономерности распределения других форм эндогенной активности.

Мы развиваем точку зрения, что в основе современного структурного рисунка Центральной Азии лежит активность горячего поля мантии, которое отдельными своими плюмами, перфорировало литосферу и определивло зоны трассирования литосферных расколов в регионе. Представления о наличии горячего поля мантии и отдельных мантийных плюмов в основании Ц. Азии подтверждаются данными гравиметрических [Зорин, Турутанов, 2005] и сейсмологических [Мордвинова и др., 2007] исследований, согласно которым большая часть региона подстилается поднятием астеносферы на глубины менее 100 км. Это поднятие, выделяемое нами как Центрально-Азиатское горячее поле мантии [Ярмолюк и др., 1995], осложнено локальными выступами астеносферы, расположенными под районами новейшего вулканизма и поднимающимися до глубин менее 50 км от поверхности Земли [Зорин, Турутанов, 2005]. На примере Южно-Хангайской вулканической области, под которой установлен такой астеносферный выступ, сейсмотомографическими исследованиями [Мордвинова и др., 2007], установлена низкоскоростная узкая аномалия, которая прослежена до глубин 450-600 км и представляет корневую зону этой горячей точки мантии.

О времени появления Центрально-Азиатского горячего поля мантии можно судить по возрасту наиболее долгоживущих горячих точек, связанных с активностью этого горячего поля. Наиболее обоснованной является история Южно-Хангайской горячей точки мантии, зафиксированная закономерностями развития одноименной вулканической области (ЮХВО) [Kudryashova et al., 2009].

Развитие ЮХВО прослеживается в интервале 160 млн. лет, начиная с поздней юры, и до новейшего времени. Вулканизм имел импульсный характер и характеризовался закономерными миграциями центров вулканической активности по площади региона. Эти миграции связываются с перемещениями литосферы над горячей точкой мантии (мантийным плюмом). Основанием для такого вывода служит то, что за 160 млн. лет истории области миграция центров вулканической активности привела к образованию непрерывной цепочки разновозрастных вулканических полей, протяженностью свыше 1600 км. Палеогеографическая позиция разновозрастных вулканических полей области была оценена на основе палеомагнитных исследований [Коваленко, 2009]. Показано, что палеошироты вулканических ареалов, отвечающих разным этапам формирования ЮХВ, в пределах их доверительных интервалов совпадают с географическим положением наиболее молодого позднекайнозойского Хангайского вулканического ареала, а также отвечающего ему астеносферного выступа аномальной мантии, с параметрами – 45–51° с.ш.

Состав вулканических продуктов ЮХВО и их мантийных источников представляют, главным образом, высококалиевые основные породы субщелочной и щелочной петрохимических серий. По геохимическим характеристикам они близки к базальтам OIB типа. Разновозрастные породы характеризуются общими трендами распределения несовместимых элементов, что свидетельствует о геохимически однотипном составе их источников. В соответствии с изотопным составом пород (Sr, Nd, Pb) источники вулканизма ЮХВО формировались при участии умеренно деплетированной мантии типа PREMA, а также обогащенной мантии типа ЕМ-І и ЕМ-ІІ. По своим параметрам этот совокупный источник расплавов сопоставляется с источниками базальтов океанических островов, таких как Питкерн и океаническое плато Кергелен. Появление источника с такими изотопными характеристиками связывается с рециклингом литосферного вещества, при этом время необходимое для приобретения установленного изотопного состава, оценивается интервалом не менее 2.5 млрд. лет. Столь длительный период изоляции источника связывается с его захоронением в нижней мантии вне зоны влияния верхнемантийной конвекции.

Оценка времени зарождения мантийных плюмов. Геологические, геохронологические, геофизические геохимические и изотопные данные определенно указывают на связь развития ЮХВО с мантийным плюмом, который действовал в основании региона на протяжении более 160 млн. лет. Такая же продолжительность активности плюмого источника с близкими изотопными характеристиками установлена для Западно-Забайкальской вулканической области. В соответствии с этими данными время формирования Центрально-Азиатского горячего поля мантии следует отнести к началу позднего мезозоя. В более поздней истории региона этого поля возникли новые генерации мантийных плюмов, сопровождавшиеся вулканизмом внутриплитного геохимического типа. Появление выступов аномальной мантии, фиксируемое по возрасту связанных с ними вулканических полей, произошло не позднее, чем ~70 млн. лет (Гоби-Тяньшаньский выступ), ~30 млн. лет назад (Южно-Хангайский и Южно-Байкальский выступ), ~20 млн. лет назад (Северо-Байкальский выступ), ~15 млн. лет назад (Удоканский выступ).

Основные типы новейшей структуры Ц. Азии и мантийные плюмы. Осевая часть Байкальской рифтовой системы совпадает с границей Амурской плиты. При этом формирование ее впадин происходило при участии сдвиговых перемещений, что указывает на вполне вероятную связь рифтовой системы с образованием и относительным вращением микроплит во внутренних участках Азиатского континента. Время формирования рифтовых впадин было оценено на примере Тункинского и Хубсугульского грабенов, участвующих в строении Южно-Байкальской вулканической области [Ярмолюк и др., 2003]. Показано, что их образование произошло не ранее, чем в середине миоцена около 17–18 млн. лет назад и, следовательно, значительно позднее, чем заложение Южно-Байкальской горячей точки мантии. Образование Гоби-Тяньшаньского и Хангайского астеносферных выступов также произошло до Байкальского рифтогенеза и коллизионного дробления внутренних участков Центральной Азии.

О природе взаимодействия разных типов новейшей эндогенной активности в Центральной Азии. Мы принимаем, что, начиная с позднего мезозоя, регион располагался над горячим полем мантии. С его активностью в позднем кайнозое связано активизация ранее сформированных и образование серии новых локальных мантийных выступов (типа "hot-finger"), которые контролировали внутриплитную вулканическую активность в регионе. В результате столкновения Индии с Евразией сформировался коллизионный пояс, состоящий из серии плит разных размеров. В пределах Центральной Азии граница новообразованной Амурской плиты приспосабливалась к ослабленным участкам литосферы [Ярмолюк и др., 1995, 2003]. Вращательный характер движений плиты определял сдвиговый режим развития ее границ, способствовал возникновению вдоль них структур типа pull-apart и, таким образом, способствовал образованию грабенов Байкальской рифтовой системы

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Логачев Н.А. О соотношении магматизма и тектоники при рифтовом режиме активизации материков (на примере Кенийской и Байкальской рифтовых зон) // Байкальский рифт. Новосибирск: Наука, 1975. С. 102–120.
- Зорин Ю.А., Турутанов Е.Х. Плюмы и геодинамика Байкальской рифтовой зоны // Геология и геофизика. 2005. Т. 46. № 7. С. 685–699.
- Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Иванов В.Г. Внутриплитная позднемезозойская – кайнозойская вулканическая провинция Центральной – Восточной Азии – проекция горячего поля мантии // Геотектоника. 1995. № 5. С. 41–67.
- 4. Ярмолюк В.В., Иванов В.Г., Коваленко В.И., Покровский Б.Г. Магматизм и геодинамика Южно-Байкальской вулканической области (горячей точки мантии) по результатам геохронологических и изотопных (Sr, Nd, O) исследований // Петрология. 2003. Т. 11. № 1. С. 3–34.
- Мордвинова В.В., Дешам А., Дугармаа Т. и др. Исследование скоростной структуры литосферы на Монголо-Байкальском трансекте 2003 по обменным

SV-волнам // Физика Земли. 2007. № 2. С. 21–32.

 Kudryashova E.A., Yarmolyuk V.V., Lebedev V.A., Kozlovsky A.M., Savatenkov V.M. The migration of volcanic Centers in the South Hangai volcanic area (Mongolia) in Late Mesozoic–Cenozoic // European Geosciences Union (EGU) General Assembly. Vienna, Austria. 2009.

7. Коваленко Д.В. Особенности пространственного распределения ареалов кайнозойского магматизма Центрально-Азиатской внутриплитной вулканической провинции, связь с кинематикой Евразии // Докл. АН. 2009. Т. 428, № 2. С. 215–219 **II. ВУЛКАНИЧЕСКАЯ ПЕТРОЛОГИЯ** 

# ЭОЦЕНОВЫЕ ВУЛКАНИТЫ ШАХДАГСКОГО ПРОГИБА МАЛОГО КАВКАЗА И ВОПРОСЫ ИХ ПЕТРОЛОГИИ (АЗЕРБАЙДЖАН)

© 2011 г. Т. Г. Ахмедова\*, Р. Б. Керимов\*\*

Институт геологии Национальной Академии Наук Азербайджана, Баку, \* turgay48@rambler.ru, \*\*anrugo@rambler.ru

Эоценовый магматизм Центральной части Малого Кавказа наиболее интенсивно проявлен в Шахдагском хребте, представляющим собой прогиб северо-западного простирания. В тектоническом отношении он на севере Мровдагским межзональным разломом отделяется от Локско-Гарабахской мезозойской энсиалической палеоостроводужной системы и на юге соприкасается с Малокавказским офиолитовым швом (Гейча-Акеринский рифт). Интенсивная вулканическая деятельность происходила в эоценовое время и накопилась мощная толща (до 3000 м) вулканитов основного, среднего и кислого составов, прорванная многочисленными гранитоидными интрузивами, наиболее крупными из которых являются Дарвадагский и Шахдагский. Структурно-палеовулканологическими и петрогеохимическими исследованиями установлено, что вулканизм в Шахдагском прогибе в эоцене развивался в геодинамической обстановке, отличной от режима развития юрского вулканизма Лок-Гарабахской зоны. Свидетельством того, является наличие выявленных впервые нами в пределах Шахдагского прогиба известково-щелочных, субщелочных и щелочных серий пород в соотношениях 2:5:1, совмещенных во времени и пространстве, а также новых для данного района петрографических типов щелочных пород – щелочных трахидацитов, пантеллеритов и комендитов составляющих с гранитоидными интрузивами вулканоплутоническую ассоциацию. Выявленные щелочные породы представлены лавовой вулканокластической и субвулканической фациями.

Общепризнано представление о существовании двух последовательных стадий в деятельности эоценового вулканизма: среднеэоценовой и позднеэоценовой, продукты которых представлены последовательно проявленными основными, средними, кислыми продуктами. К числу общих закономерностей распространения вулканитов следует относить размещение пород основного состава в низах, среднего и кислого в верхах вулканогенного разреза и наибольшее развитие вулканитов лавовой и пирокластической фации в осевой зоне, терригеннокарбонатных и туфогенно-осадочных пород в бортовых зонах Шахдагского прогиба. В целом для вулканогенной толщи характерна четкая линейность, согласная с простиранием основных структурных элементов предшествующего юрскому этапу вулканизма. В строении Шахдагского прогиба выделяется Центральная и Южная подзоны, а весь комплекс геологических образований подразделяется на нижний, средний и верхний эоцен (Центральная подзона), и дат-нижний палеоцен, верхний олигоцен, нижний, средний и верхний эоцен (Южная подзона) [Гасанов, 1984].

Нашими исследованиями охвачены Центральная подзона, где с северо-запада от г.Шахдаг к юговостоку до г. Чобандаг нами изучены более 10-ти послойных разрезов вулканогенной толщи. Последняя расчленяется на три комплекса: терригеннокарбонатный (нижний эоцен), вулканогенноосадочный (средний эоцен) и вулканогенный (верхний эоцен). Терригенно-карбонатный комплекс развит преимущественно в северной части структуры, где он наибольшей мощности (до 300-350 м) достигает в бассейне р. Балжанка. В юго-восточном направлении мощность комплекса постепенно уменьшается, сокращаясь до минимума (10–15 м) на восточном и юго-восточном склоне г. Чобандаг, а далее флагментарно выступает в обрамлении южной части структуры. Данный комплекс сложен ритмично-перслаивающимися песчаниками, гравелитами, с горизонтами известняков с незначительной туфовой примесью. Выше по разрезу залегает вулканогенно-осадочный комплекс, который с терригенно-карбонатным имеет контакт. Данный комплекс представлен равным количеством пород лавовой и пирокластической фаций, в объеме которых имеется достаточно широкий спектр разностей вулканических пород. Последние в виде линейного вулканического ареала слагают осевую полосу Шахдагского прогиба. Он состоит из чередующихся лавовых и пирокластических потоков от базальта до риолита в основном субщелочного состава, разделенных маломощными прослоями витрои литокластических туфов мощными (30 и более метров) горизонтами туфоконгломератобрекчий. Указанные фациальные разности пород внутри вулканогенно-осадочного комплекса имеют сложное строение, слагая кровлю или ядро локальных антиклинальных или синклинальных складок. Вулканогенный комплекс состоит из переслаивающихся лавовых потоков трахиандезитов, трахидацитов, трахириодацитов и трахириолитов с незначи-

тельным развитием потоков пирокластических пород. Особенностью вулканогенного комплекса являются установленные нами впервые для этого региона шошониты, латиты, кварцевые латиты, трахиты, щелочные трахидациты, пантеллериты, и комедитового типа породы с присущими им щелочными минералами эгирин и арфведсонит [Абдуллаев и др., 1990]. Егирин установлен нами как петрографически, так и рентген-спектральным анализом "Комебакс" микрозондового типа в пантеллеритах и комендитах. Сравнительная характеристика пород данной формации с одноименными породами на юго-востоке (Кельбаджарский прогиб) и северозападе (Гейча-Ширакский прогиб) показало, что эоценовые вулканиты подверглись латеральному изменению. Наряду с этим во всех трех зонах вулканизм развивался в палеогеодинамической обстановке сжатия и растяжения и в итоге породы данной структуры образовали последовательнодифференцированный ряд характеризующийся высокой щелочностью. Сравнительный анализ пород этой структуры с аналогичными породами островных дуг и континентальных рифтов показали, что более 90% пород соответстуют щелочным оливиновым базальтам островных дуг, менее высокоглиноземистым, и совсем ничтожное породам толеитовой серии развиваясь по риолитовому тренду. Группа пород по своим характеристикам приближаются по составу оливиновой-базальтовой магме считавшейся первичной для эоценовых вулканитов: SiO<sub>2</sub> = 46.38–51.07%, Na<sub>2</sub>O = 3.56–4.96%,  $K_2O = 0.76-2.51\%$ , MgO = 4.04-5.57% - трахибазальты, SiO<sub>2</sub> = 48.00–52.52%, Na<sub>2</sub>O = 2.34–3.22%, K<sub>2</sub>O = 3.57–3.99%, MgO = 3.71–5.77% – шошониты и трахиты – SiO<sub>2</sub> = 58.84–63.14%, Na<sub>2</sub>O = 3.14–5.34%,  $K_2O = 4.70-6.56\%$ , MgO = 3.08-4.22%. Температура кристаллизации щелочной оливин-базальтовой магмы при образовании этих пород по геотермометру Френч Камерона [French, Cameron, 1981] составляла 1165-1175°С вычисленная глубина [Перчук и др 1982] относительно высокая 16-27 кбар. Соответсвенно в известково-щелочных базальтах 1210-1255°С, субщелочных базальтах 1155-1245°С, латитах 1135–1140°С, в кварцевых латитах меняется в интервале 1100-1140°С. При сопоставлении содержаний микроэлементов эоценовых вулканитов Шахдагского прогиба с аналогичными современных вулканитами современных геодинамических обстановок установлено следующее: рассматриваемые вулканиты по содержанию V, Cr, Ni b Со занимают промежуточное положение между таковыми островных дуг и континентальных рифтов; по концентрации Sc среднезоценовые вулканиты сопоставляются с островодужными, а верхнеэоценовые – с континентальными рифтогенными породами; по отношению K/Rb и K/Zr вулканиты Шахдагского прогиба сопоставимы с таковыми островных дуг; в среднезоценовых вулканитах отношение La/Yb изменяется в интервале 5–10, что характерно для вулканитов островных дуг. Значение этого отношения в породах верхнего зоцена несколько завышено 8–19, что свидетельствует о вероятности смены геодинамического режима, проявления вулканизма от сжатия к растяжению в течение зоценового этапа; процессы коровой контаминации и ассимиляции играли существенную роль в петрогенезисе исследованных вулканических серий. Об этом свидетельствует наличие отрицательного Еuаномалия в эоценовых вулканитах.

Выявлено, что эоценовые вулуканогенные комплексы формируют последовательнодифференцированные ряды, что отражает островодужную специфику пород Шахдагского прогиба и отличает их от соответствующих серий океанических островов и континентальных рифтов. Наличие же пород шошонит-латитовой серий пород свидетельствует о становлении их в обстановке сжатия в тылу юрского бассейна. Это является свидетельством того, что островодужная обстановка начавшаяся еще в мезозойский период достигла зрелой стадии к началу кайнозоя. Наличие же в составе вулканических комплексов незначительных высококалиевых пород типа трахитов, пантеллеритов и комендитов, а также рифтоподобных впадин, приближает данную структуру к континентальным рифтам. Таким образом, вышеизложенные петрогенетические данные Шахдагского прогиба, в отличие от ранних представлений следует отнести к самостоятельной генетической группе, имеющей собственные закономерности развития и сочетающей в себе признаки сходства как континентальных рифтов, так и современных островных дуг.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- 1. Абдуллаев Р.Н., Мустафаев М.А. и др. Новые данные о минералогии, петрографии эоценовых вулканитов Шахдагского синклинория Малого Кавказа // ДАН Азерб. ССР. Т. XVI. 1990. № 4-5. С. 41–44
- 2. Гасанов Т.Аб. Вулканиты хребта Малого Кавказа: юра или палеоген // Сов. геология. 1984. № 6. С. 51–57.
- 3. Мустафаев М.А., Ахмедова Т.Г. Петрогенетические особенности и развитиеи эоценового вулканизма зон сочленения островодужных-рифтогенных систем Малого Кавказа (Азербайджан) // Известия НАНА. Сер. Наук о Земле. 2001. № 1. С. 56–61.
- 4. **Перчук А.Л., Аранович Л.Я., Косякова Н.Я**. Термодинамические модели-зарождения и эволюции базальтовых магм // Вестн. МГУ. Геология. 1982. № 4. С. 3–25.
- French W.J., Cameron E.P. Calculation of the temperature of crystallization of silicates from basaltic welts // Mineral. Mag. 1981. V. 44. № 333. P. 19–26.

## II. ВУЛКАНИЧЕСКАЯ ПЕТРОЛОГИЯ

# ГЕОХИМИЯ И ПЕТРОЛОГИЯ РЕСТИТОВЫХ ПЕРИДОТИТОВ И ВУЛКАНИТОВ БАЯНГОЛЬСКОЙ АККРЕЦИОННОЙ ПРИЗМЫ

© 2011 г. М. А. Горнова\*, И. В. Гордиенко\*\*, А. Я. Медведев\*

\*Институт геохимии СО РАН, г. Иркутск, mgorn@igc.irk.ru \*\*Геологический институт СО РАН, г. Улан-Удэ

Проведено геохимическое изучение реститовых перидотитов, вулканитов и пироксенитов серпентинитового меланжа Баянгольской аккреционной призмы. Этот структурно-вещественный комплекс был выделен [Гордиенко и др., 2007] в Джидинской зоне складчатого обрамления Сибирской платформы в нижнем течении р. Эгийнгол (Монголия). Он состоит из серии крутопадающих пластин, тектонические швы между которыми маркируются зонами интенсивной тектонизации и метасоматоза. Тектонические пластины сложены серпентинитовым меланжем, метавулканитами и терригенной толщей.

В серпентинитах из первичных минералах сохраняется только шпинель. Зерна шпинели неоднородны. В них от центра к краю зерен до магнетитовых оторочек происходит увеличение содержания  $Fe_2O_3$ , MnO, ZnO и уменьшение – Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, MgO, Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub>. Этот процесс преобразования приводит к появлению в шпинелях очень высоких концентраций МпО до 12 вес. %. Иногда центральные части измененных зерен, по-видимому, сохраняют близкую к первичной хромистость. Они разделяются на две группы. Шпинели первой по соотношению хромистости и магнезиальности попадают в поле шпинелей абиссальных перидотитов, они характеризуются повышенными содержаниями TiO<sub>2</sub>, что свидетельствует о преобразовании пород островодужными расплавами в условиях литосферной мантии. Шпинели второй характеризуются более высокой хромистостью, более низкой магнезиальностью и сопоставимы с шпинелями надсубдукционных перидотитов. Содержание ТіО<sub>2</sub> не превышает 0.1 вес. %. Высокая хромистость свидетельствует о высоких степенях плавления при образовании этой группы пород.

Серпентиниты характеризуются высокими концентрациями SiO<sub>2</sub>, вариациями в содержании  $\Sigma$ FeO, MgO, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>. Составы пород не соответствуют реститам, образующимся при безводном фракционном плавлении примитивной мантии в широком диапазоне температур и давлений [Herzberg, 2004]. На вариационных диаграммах MgO–SiO<sub>2</sub>, FeO, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> наблюдается хаотический разброс точек, характерные для реститовых и магматических пород корреляционные зависимости между элементами отсутствуют, например, нет обратной корреляции между

MgO и Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>. Все это свидетельствует о метасоматическом преобразовании пород.

Серпентиниты имеют разные по форме кривые распределения REE: пологие с последовательным уменьшением от тяжелых до средних редких земель и обогащением LREE часто с минимумами Се и Еu, V-U -образные с минимумом по Eu-Dy и примерно равными концентрациями La<sub>N</sub> Yb<sub>N</sub> и часто с максимумом Eu. Концентрации HREE в части образцов отвечают степеням плавления ~15% для модели фракционного полибарического плавления примитивной мантии, в остальных от ~22 до 30%. Разный уровень концентрации HREE в породах положительно коррелирует с содержанием в них Ті. Последний варьирует в широком диапазоне от 340 до 30 г/т. Серпентиниты с высокими концентрациями Yb имеют близкое к абиссальным перидотитам распределение редких элементов, но в то же время в них наблюдается обогашение элементами группы LIL, LREE и максимумы Zr-Hf, Ti, что может быть обусловлено влиянием островодужных расплавов. Распределение редких элементов в остальных породах характеризуются U-образными кривыми с более высокими нормированными концентрациями сильно-несовместимых элементов по сравнению с Yb и положительными аномалиями Zr-Hf, Sr, небольшой отрицательной аномалией Nb. Taкие спектры редких элементов характерны для надсубдукционных перидотитов. Таким образом, серпентиниты представлены двумя группами: первая имеет геохимические характеристики абиссальных перидотитов, преобразованных взаимодействием с островодужными расплавами в надсубдукционных зонах, вторая - надсубдукционых перидотитов, формировавшихся в результате декомпрессионного плавления, вероятно, в надсубдукционных зонах спрединга.

По петрографическим особенностям выделено две группы вулканитов. В первой группе преобладают лавоагломераты и лавобрекчии с мелкими включениями пород карбонатного и кварцкарбонатного состава. Присутствуют и массивные лавы. Массивные лавы имеют порфировую структуру. Вкрапленники представлены хромшпинелидом, ортопироксеном, двумя генерациями клинопироксена, редкие образцы имеют, кроме того плагиоклаз. Ортопироксен полностью замещен агрегатом вторичных минералов, клинопироксен сохраняется лучше. Основная масса раскристаллизована, она представлена ассоциацией вторичных минералов (хлорит, эпидот, серицит), которые развиваются по стеклу и микролитам основной массы. В наиболее магнезиальных породах хромшпинелид имеет хромистость 0.70–0.79, низкое содержание  $TiO_2 \sim 0.1$ – 0.3 вес. % и отвечает составу шпинелей бонинитов современных преддуговых зон. Ранняя генерация Срх представлена крупными до 1 см кристаллами, имеет состав диопсида с Mg#=0.85. Вторая генерация образована мелкими до 2 мм кристаллами идиоморфной формы, состав которых отвечает авгиту с Mg#=0.66. Ранняя генерация, по-видимому, формировалась на глубинной стадии.

Вулканиты первой группы характеризуются варьирующими содержаниями SiO<sub>2</sub> (48-63 вес. %), MgO (17-4 вес. %), низкими концентрациями TiO<sub>2</sub> (<0.4 вес. %). Наиболее магнезиальные разновидности вулканитов Баянгола по составу петрогенных элементов подобны высококальциевым бонинитам. В породах с ростом содержания SiO<sub>2</sub> происходит уменьшение концентраций MgO, FeO, CaO и рост -Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, TiO<sub>2</sub>, что может быть обусловлено фракционированием ортопироксена и клинопироксена. Подобные закономерности наблюдаются в дифференцированной бонинитовой серии офиолитов Малокавказской палеоостровной дуги [Макагян и др., 1993]. Отличие заключается в более сильной степени дифференциации последней и инверсии положительной корреляции SiO<sub>2</sub>-Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> на отрицательную после начала кристаллизации плагиоклаза. Содержания всех редких несовместимых элементов, за исключением элементов группы LIL и Pb, ниже, чем в N-MORB. Распределение редких элементов характеризуется последовательным уменьшением нормированных к N-MORB концентраций от Yb до Pr-Nd и далее ростом до сильнонесовместимых с максимумами K, Pb, Sr, Zr-Hf и минимумом Nb-Ta. С уменьшением содержания MgO в породах происходит рост содержания редких элементов. По уровню концентраций и форме распределения редких элементов вулканиты похожи на высококальциевые бониниты, например, офиолитов Троодос [Cameron, 1985].

Вулканиты второй группы имеют порфировую структуру, вкрапленники представлены плагиоклазом и небольшим количеством клинопироксена. Часть пород сильно изменена и содержит большое количество карбонатов. Наименее измененные вулканиты характеризуются содержанием  $SiO_2 \sim 50\%$  вес. %, MgO ~ 5%, TiO<sub>2</sub> ~ 1.2 вес. %. В остальных породах – более низкие концентрации  $SiO_2$ , Na<sub>2</sub>O, K<sub>2</sub>O и более высокие – CaO и MgO. В то же время, породы имеют одинаковые уровень и спектр распределения редких элементов, за исключением более низких концентраций Rb, Ba и K в последних. Это позволяет предполагать идентичность этих по-

род и метасоматическое преобразование части из них гидротермальными растворами, которое приводит к привносу Ca, Mg и выносу Na, K, Rb, Ba, то есть наиболее подвижных в водной среде элементов. По сравнению с N-MORB базальты Баянгола характеризуются более высокими концентрациями всех несовместимых редких элементов за исключением HREE. На спайдердиаграмме наблюдается последовательное нарастание нормированных к N-MORB концентраций от умеренно до сильно несовместимых элементов с максимумами Ba, K, Pb, Sr и минимумами Nb-Ta, Zr-Hf, Ti. Обеднение элементами группы HFS по сравнению с элементами с близкими коэффициентами распределения из групп LIL и REE является характерной особенностью островодужных расплавов. Базальты Баянгола по содержанию главных и редких элементов подобны вулканитам известково-щелочной серии SR(IAB) Камчатской островной дуги [Churikova et al., 2001].

Пироксениты представляют собой линзообразные тела размерами от  $3 \times 4$  до  $4 \times 8$  м с резкими контактовыми поверхностями и зонами дробления мощностью до ~1.5 м. Породы сильно изменены. Первичная минеральная ассоциация состояла из преобладающего клинопироксена и подчиненных количеств оливина, ортопироксена и шпинели. Оливин полностью серпентинизирован. Пироксены замещаются хлоритом и амфиболом, в большинстве образцов сохраняются только реликтовые участки первичных минералов. В наименее измененных образцах в клинопироксенах присутствуют ортопироксеновые и шпинелевые структуры распада, что свидетельствует о перемещении пород с больших глубин. Шпинель представлена главным образом магнетитом часто с повышенными концентрациями хрома, титана и марганца. Cr-Al шпинель, близкая к первичному составу, иногда сохраняется в центральных частях крупных интерстициальных зерен и в структурах распада клинопироксена. Она имеет хромистость ~0.45 и содержание TiO<sub>2</sub> ~ 0.2 вес. %. Магнезиальность ортопироксена и клинопироксена составляет 0.87 и 0.91, соответственно. Клинопироксен характеризуется низкими концентрациями Ті, Zr, REE и обогащен Sr. Судя по не очень высокой хромистости шпинели и магнезиальности ортопироксена, низким содержаниям титана в минералах, составу рассчитанного по коэффициентам распределения равновесного к клинопироксену расплава, пироксениты могли кристаллизоваться из эволюционировавшего высококальциевого бонинитового расплава. Более ранняя кристаллизация клинопироксена по сравнению с плагиоклазом характерна для кумулятивных пород островодужных вулканитов.

Формирование бонинитов, по-видимому, происходит в надсубдукционных зонах спрединга в результате декомпрессионного плавления астеносферной лерцолитовой мантии, как в современной

Идзу-Бонин-Марианской островодужной системе [Reagan et al., 2010; Konig et al., 2010 и др.]. Это плавление приводит к последовательному образованию FAB, островодужных толеитов и в заключительную стадию - бонинитов, уже из деплетированного мантийного вещества, обогащенного субдукционным компонентом. Вышеописанные высококальциевые бониниты, по-видимому, комплементарны к наиболее деплетированным перидотитам Баянгольского меланжа, которые имеют геохимические особенности надсубдукционных перидотитов. Менее деплетированные перидотиты могут представлять собой остатки от более раннего эпизода плавления в этой же зоне спрединга, так как они имеют явные признаки преобразования островодужными расплавами. Дифференцированный характер бонинитовых расплавов согласуется с присутствием кумулятивных пироксенитов.

Базальты, по-видимому, формировались так же, как известково-щелочные вулканиты SR Камчатской островной дуги на больших глубинах в результате плавления деплетированных перидотитов мантийного клина, обогащенных субдукционным компонентом [Churikova et al., 2001]. Таким образом, в серпентинитовом меланже Баянгольской аккреционной призмы присутствуют тектонически совмещенные породы, формировавшиеся на разных стадиях развития палеостровной дуги.

Исследования выполнены при финансовой поддержке Российского Фонда Фундаментальных исследований, грант 09-05-01079.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- 1. Гордиенко И.В., Филимонов А.В., Минина О.Р., Горнова М.А., Медведев А.Я., Климук В.С., Елбаев А.Л., Томуртогоо О. Джидинская островодужная система Палеоазиатского океана: строение и основные этапы геодинамической эволюции в вендепалеозое // Геология и геофизика. 2007. Т. 48, № 1. С. 120–140.
- 2. Макагян Р., Соболев А.В., Закариадзе Г.С., Кононкова Н.Н. Петрология дифференцированных бонинитовых магм на примере Малокавказской островной дуги // Петрология. 1993. Т. 1, № 4. С. 431–448.
- Cameron W.E. Petrology and origin of primitive lavas from the Troodos ohiolite, Cyprus // Contrib. Mineral. Petrol. 1985. 89. P. 239–255.
- Churikova T., Dorendorf F., Wörner G. Sources and fluids in the mantle wedge below Kamchatka, evidence from Across-arc geochemical variation // J. Petrology. 2001. V. 42, № 8. P. 1567–1593.
- 5. Herzberg C. Geodynamic information in peridotite petrology // J. Petrology. 2004. № 4. P. 1–24.
- König S., Münker C., Schuth S., Luguet A., Hoffman J.E., Kuduon J. Boninites as windows into trace element mobility in subduction zones // Geochimica et Cosmochimica Acta. 2010. 74. P. 684–704.
- Reagan M.K., Ishizuka O., Stern R.J., Kelley K.A., Ohara Y., Blichert-Toft J., Bloomer S.H., Cash J., Fryer P., Hanan B.B., Hickey-Vargas R., Ishii T., Kimura, J.-I., Peate D.W., Rowe M.C., Woods M. Fore-arc basalts and subduction initiation in the Izu-Bonin-Mariana system // Geochemistry, Geophysics, Geosystems. 2010. V. 11. № 3. doi: 10.1029/2009GC002871.

# **II. ВУЛКАНИЧЕСКАЯ ПЕТРОЛОГИЯ**

# ПЕТРОЛОГИЯ СРЕДНЕПАЛЕОПРОТЕРОЗОЙСКИХ ВАРИОЛИТОВЫХ ЛАВ ПРИОНЕЖЬЯ (ОНЕЖСКАЯ СТРУКТУРА, ЦЕНТРАЛЬНАЯ КАРЕЛИЯ)

#### © 2011 г. А. Н. Гудин, А. В. Чистяков

Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН (ИГЕМ РАН), Москва, vilfrid@bk.ru

Термин вариолит ("оспенный камень") используется для обозначения пятнистых пород с овоидными обособлениями – вариолями (глобулами), размером от миллиметра до первых сантиметров, погруженными в микрокристаллическую или стекловатую матрицу. Глобулярные породы описаны в целом ряде вулканических провинций по всему миру, в том числе и на Карельском кратоне [Светов, 2008]. После классических работ Ф.Ю. Левинсон-Лессинга [1949] по вариолитам Ялгубского кряжа, они стали рассматриваться как пример ликвации базальтового расплава, который в результате данного процесса распался на основной и кислый расплав. После установления области низкотемпературной несмесимости расплавов в условиях, близких к природным системам, ликвационная теория распространилась на значительные массы контрастных по составу пород, вулканических серий, крупных интрузивных комплексов, в том числе расслоенных плутонов [Mc Birney, 1975; Veksler et al, 2007; Красивская и др, 2010]. Однако, ряд исследователей [Красивская и др, 2010] объясняет образование глобулярных пород процессом смешения контрастных по составу расплавов.

Целью работы является определения петрогенезиса классических вариолитовых базальтов в районе Ялгубского кряжа (далее – Ялгуба) и острова Суйсари Онежского озера Центральной Карелии на основании комплексного петрологического изучения.

Район работ расположен в восточной части Балтийского щита в пределах Онежской структуры (Центральная Карелия, 30 км СВ от г. Петрозаводска), сложенной вулканогенно-осадочными комплексами раннего и среднего палеопротерозоя. Изученные вариолитовые лавы относятся к суйсарской свите людиковия палеопротерозоя (2.1-1.9 млрд. лет). В изученном разрезе Ялгубы вариолиты слагают участки массивных потоков и образуют подушечные лавы. Массивные лавовые потоки имеют мощность 5-15 м; в них наблюдаются линзы с вариолитовым строением, в которых содержание вариолей может составлять до 90% объема (рис. 1а). На о-ве Суйсари вариолиты слагают только подушечные лавы (рис. 1б). В вариолях четко проявлена концентрическая зональность, выраженная в присутствии тонкой краевой светлой каймы мощностью до 1 мм, и ядра (мощностью 1-2 мм) контрастного темного цвета. Для вариолитов характер-





Рис. 1. Вариолитовые лавы: потоки Ялгубы (а) и подушечные лавы о-ва Суйсари (б).

3 2 0 Вариоль 3 2 0 3 2 0 4 4 Матрикс 6

**Рис. 2.** Фотографии вариолитов Ялгубы (а) и о-ва Суйсари (б) в отраженных электронах. Ялгуба: 1 – ядро, 2 – кайма, 3 – матрикс; о-в Суйсари: 1 – ядро, 2 – "зона 2", 3 – кайма, 4 – матрикс. Цифры соответствуют номерам замеров в табл. 1.



**Рис. 3.** Графики распределения содержаний элементов-примесей в вариолитах Ялгубы, нормированных по: а – хондриту, б – примитивной мантии. Полем обозначены валовые составы вариолитов.

на коалесценция глобул – слипание ядер и обрастание их общей каймой.

В целом вариолиты Ялгубы и о-ва Суйсари представляют собой породы, отвечающие по составу Fe-Ti базальтам с невысокими содержаниями щелочей (табл. 1). Матрикс вариолитов отвечает Fe-Ti пикробазальтам, обеднеными щелочами и кремнеземом. Валовый состав вариолей отвечает составу андезита.

В ходе изучения при помощи электронного микроскопа внутри вариолей *Ялгубы* были выделены две контрастные по составу зоны (рис. 2*a*): темное ядро и светлая кайма. Ядро вариолей характеризуется высокими содержаниями SiO<sub>2</sub>, Na<sub>2</sub>O и отвечает по составу риолиту. Кайма вариолей имеет диффузионное происхождение и характеризуется меньшими, чем в ядре содержаниями SiO<sub>2</sub>, практически полным отсутствием Na<sub>2</sub>O и крайне высокими содержаниями K<sub>2</sub>O. Кайма по составу отвечает щелочному трахиту. В строении вариолей о-ва Суйсари выделяется три различаемые по составу зоны (рис. 2б): светлое ядро, темная "зона 2" и светлая кайма. Установлено, что в вариолях на данном объекте наблюдается диссипативная структура, где ядро и кайма имеют диффузионную природу, а "зона 2" располагается между ними. Ядро вариоли характеризуется более низкими, чем в Ялгубе, содержаниями SiO<sub>2</sub> и Na<sub>2</sub>O, и значительно более высокими содержаниями K<sub>2</sub>O. "Зона 2" характеризуется более высокими, чем в ядре, содержаниями SiO<sub>2</sub>, более низкими содержаниями K<sub>2</sub>O и высокими содержаниями Na<sub>2</sub>O. Кайма характеризуется высокими содержаниями SiO<sub>2</sub> и K<sub>2</sub>O, и низкими содержаниями Na<sub>2</sub>O.

Изученные вариолитовые базальты Ялгубы и о-ва Суйсари, а также вариоли и матрикс в них, имеют в целом близкие спектры распределения элементов-примесей (рис. 3). Однако, по сум-

ВУЛКАНИЗМ И ГЕОДИНАМИКА, Екатеринбург, ИГГ УрО РАН, 2011

Объект		Ялгуба								
Зона	Bap	иоль	M		N					
	Ядро	Кайма	матрикс	Ядро	Зона 2	Кайма	матрикс			
SiO <sub>2</sub>	76.97	53.89	38.47	57.41	57.41 59.56		39.35			
TiO <sub>2</sub>	1.80 1.62		1.56	1.81	1.50	1.50	1.76			
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	9.00	14.93	17.93	15.21	15.21 15.65		13.82			
FeO	2.91	10.00	20.77	4.21	4.21 3.73		20.11			
MnO	0.10	0.14	0.23	0.09	0.09 0.09		0.28			
MgO	0.94	4.46	8.38	4.24	3.82	5.17	14.59			
CaO	3.68	6.25	11.67	5.75	5.64	6.99	8.00			
Na <sub>2</sub> O	4.20	0.26	0.23	1.07	5.89	0.42	0.35			
K <sub>2</sub> O	0.09	8.02	0.21	9.25	3.15	9.36	0.73			
$P_2O_5$	0.31	0.29	0.29	0.15	0.14	0.18	0.22			
Сумма	100.00	99.86	99.75	99.19	99.16	99.25	99.20			
Rb	99	.48	4.69		83.70					
Ba	787	7.19	39.75		40.90					
Sr	313	3.51	567.89		534.30					
Nb	19	.84	17.57		17.10					
Та	1.18		1.08		1.18					
La	18.72		52.76		15.20		39.40			
Ce	42.34		89.78		22.60		40.50			
Nd	23.14		40.57		18.60		31.80			
Zr	184.43		167.74		176.70		156.20			
Sm	5.05		8.06		4.70		7.50			
Eu	1.19		2.20		1.20		1.90			
Gd	4.83		7.58		4.90					
Tb	0.72		1.08		0.70					
Pr	5.46		10.28		8.40					
Dy	4.23		5.86		6.10					
Но	0.83		1.10		1.10					
Er	2.	23	2.72		2.56					
Tm	0.31		0.36		0.36					
Yb	1.91		2.07		2.20					
Lu	0.29		0.30		0.30					
U	1.20		1.28		1.20					
Th	4.51		4.23		3.80					
(La/Yb) <sub>N</sub>	6.62		17.21		12.09					
$(La/Sm)_N$	2.33		4.12		3.31					
$(Gd/Yb)_{N}$	2.	04	2.96		2.83					
Eu/Eu*	0.	73	0.85		0.76					

Таблица 1. Представительные составы вариолитов Ялгубы и о-ва Суйсари.

Примечание. Содержание петрогенных элементов определено методом РФА и приведено в мас. %, элементов-примесей – методом ICP-MS и приведено в г/т.

марному содержанию РЗЭ как вариоли, так и матрикс Ялгубы обогащены относительно о-ва Суйсари. Во всех изученных вариолитах наблюдается существенное обогащение легкими РЗЭ относительно тяжелых (рис. 3). При этом наиболее обогащен легкими РЗЭ матрикс, и существенно ниже – вариоли. Также отмечается, что вариоли относительно матрикса значительно обогащены крупноионными литофильными элементами (LILE), такими как Rb, Ва. Для обоих объектов характерна слабовыраженная отрицательная европиевая аномалия (табл.), что объясняется практически полным отсутствием в породах полевых шпатов, выступающих главными концентраторами Еи среди силикатных минералов. По характеру спектров распределения содержаний элементов-примесей по отношению к составу примитивной мантии можно судить, что данные породы имеют обогащенные характеристики и наиболее близки к **OIB.** Распределение высокозарядных элементов (Ti, Ta, Nb) примерно одинаково как в вариолях, так и в матриксе.

Контрастные по составу расплавы были неоднократно получены в ходе экспериментов ликвационного профиля [Veksler, 2006, 2008], однако полученные геохимические данные (табл.) свидетельствуют, что распределение элементов между вариолями и матриксом не согласуется с ликвационной гипотезой. В процессе ликвации наблюдается значительное расхождение (K<sub>D</sub>= 2) содержаний HFSE (Nb, Ta, Zr, Th) между контрастными расплавами [Veksler, 2006]. В нашем случае такого не наблюдается ( $K_D = 1$ ).

Проведенные исследования позволяют сделать вывод, что вариолиты Ялгубы и о-ва Суйсари не являются продуктом ликвации, а образовались в результате смешения двух контрастных расплавов. Предположительно, в качестве источника кислого расплава, сформировавшего ядра вариолей, выступали архейские серые гнейсы. Пикробазальтовый расплав в ходе подъема захватил архейские серые гнейсы, которые подверглись практически полному плавлению. В ходе быстрой кристаллизации в водных условиях, о чем свидетельствуют подушечные лавы, кислый расплав не успел перемешаться с пикробазальтовым и сформировал овоидные образования – вариоли.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Красивская И. С., Шарков Е. В. и др. Вариолитовые лавы в осевом рифте Срединно-Атлантического хребта и их происхождение (полигон Сьерра-Леоне, 6°18' С.Ш.) // Петрология. 2010. Том 18, № 2. С. 1–16.

- Левинсон-Лессинг Ф.Ю. Избранные труды. Т. 1. М.: Изд-во АН СССР, 1949. С. 455–458.
- Светов С.А. Ликвационная дифференциация в базальтовых системах (на примере суйсарских вариолитов Ялгубского кряжа) // Геология и полезные ископаемые Карелии. Ред. А.И. Голубев и др. Петрозаводск: Изд-во КарНЦ РАН, 2008. Вып. 11. С. 120–134.
- 4. Mc Birney A.R. Differentiation of the Skaergaard Intrusion // Nature. 1975. V. 253. P. 435–460.
- 5. Veksler I.V., Dorfman A.M. et al. Immiscible silicate liquid partition coefficients: implications for crystal-melt element partitioning and basalt petrogenesis. Contrib Mineral Petrol. 2006. V. 152. P. 685–702.
- Veksler I.V., Dorfman A.M., Borisov A.A. et al. Liquid immiscibility and the evolution of basaltic magma // J. Petrology. 2007. V. 48. № 11. P. 2187–2210.
- Veksler I.V., Dorfman A.M. et al. Liquid unmixing kinetics and the extent of immiscibility in the system K<sub>2</sub>O-CaO-FeO-Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-SiO<sub>2</sub>. Chemical Geology. 2008. V. 256. P. 119–130.

\_

# II. ВУЛКАНИЧЕСКАЯ ПЕТРОЛОГИЯ

# ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ МАГМАТИЧЕСКОЙ ПРОВИНЦИИ КАК ОТРАЖЕНИЕ НЕОДНОРОДНОСТИ ЛИТОСФЕРЫ (НА ПРИМЕРЕ ТРИАСА ЗАПАДНО-СИБИРСКОЙ ПЛИТЫ)

# © 2011 г. К. П. Иванов, К. С. Иванов, В. А. Коротеев

Институт геологии и геохимии УрО РАН

На границе палеозоя и мезозоя (конец перми – начало триаса) в северной Евразии произошла смена стиля тектонического развития - с окончанием герцинского тектогенеза с его режимом сжатия заканчиваются и обязанные ему процессы субдукции и коллизии, но сменяются режимом преобладающего растяжения и связанными с ним процессами рифтогенеза, сбросообразования и вулканизма. Рифтогенная деструкция коры и вулканизм поразили огромные территории северного полушария и породили в целом ряде случаев огромные по площади тектоно-магматические провинции, в том числе две из них в Сибири – Восточно-Сибирскую и Западно-Сибирскую. Первая из них это давно и хорошо известная трапповая формация на древней платформе (Восточно-Сибирской), тогда как вторая расположена в пределах соседней Западно-Сибирской плиты, являющейся северной частью (эпигерцинской) Урало-Монгольской молодой платформы. Триасовые вулканиты плиты изучаются почти исключительно по керну буровых скважин. Нами они были изучены по разрезу 300 с лишним скважин, прежде всего и лучше всего из западной, приуральской, части плиты. При изучении петрогеохимических особенностей пород использованы данные почти 200 анализов на главные и редкие элементы; половина анализов оригинальные, остальные заимствованы из работ А.Я. Медведева и др. (2003, 2005), М. Рейхова и др. (М. Reichow et al. 2005) и С.В. Сараева и др. (2009) и других.

По своим размерам Западно-Сибирская провинция распространения триасовых вулканитов соизмерима с Восточно-Сибирской (на площади до 3.5 млн. км<sup>2</sup>), но во втором случае имеет место непрерывное развитие вулканических базальтовых накоплений в пространстве (по латерали) и времени (в разрезе) на территории всей провинции, тогда как на территории Западно-Сибирской плиты имел место рассеянный вулканизм, лишь на отдельных, разрозненных и относительно небольших по размерам участках (районах, вулканических полях и т.п.). Другими отличительными особенностями провинции являются 1) ясная геотектоническая связь с режимом растяжения, 2) тесная структурно- генетическая взаимосвязь в пространстве и времени рифтогенеза, сбросообразования и вулканизма, 3) сильная разнородность фундамента, сложенного разными по генезису и возрасту, составу и строению породными комплексами, от блоков древних сиалических кратонов до ювенильной субдукционно-коллизионной коры.

Состав вулканитов провинции существенно бимодальный, но при резком преобладании базальтов и последовательности извержения базальтлипарит-базальт; по особенностям своего химического состава базальты близки FeTiP-типу базальтовых магм, в известном смысле промежуточному между толеитовыми и щелочными типами, но все же ближе к первым. Вместе с тем отмечается заметная вариабильность состава, причем из числа главных элементов наиболее сильны вариации в содержании магния (MgO от 2.5-3.5 до10-11%), что служит наиболее убедительным показателем явного и сильного фракционирования мафических фаз (olv. орх, срх). При этом однозначно выявляется четкий феннеровский тренд фракционирования (несомненный родовой признак толеитовой магмы). Содержания редких элементов также заметно варьируют. Характерно низкое содержание когерентных элементов, в основном близкое к мантийному; причем лишь у Ni и Cr наблюдается положительная корреляция с MgO, тогда как у остальных когерентных элементов она отрицательная. Содержание некогерентных (несовместимых) элементов по сравнению с таковым траппов древних платформ (и тем более с хондритовым или мантийным) несомненно и несравненно более высокое, особенно в группе LILE, но меньше в группе HFSE. Все образцы пород демонстрируют один и тот же тренд обогащения, степень которого увеличивается в направлении от наименее несовместимых HFSE (Y, Yb и т.п.) к наиболее несовместимым LILE (Ва, Тh и др.), с увеличением отношения LILE/HFSE. На фоне тренда общего обогащения наблюдаются "местные" отклонения в виде "дефицита" Nb и Ta (и менее сильного у Ті и Нf) и пика Ва и Сs.

Но самое главное и характерное заключается в том, что сами эти вариации не остаются постоянными и одинаковыми по всей территории Западно-Сибирской провинции. Наоборот, анализ данных демонстрирует пространственную изменчивость состава базальтов. Согласно банка данных почти 200 анализов выявляется более пятнадцати отдельных районов и вулканических полей, группирую-

щихся в шести субмеридиональных зонах, каждая из которых характеризуется отличительными особенностями строения своего домезозойского фундамента и особенностями состава вулканитов. Вулканические районы заметно различаются по степени эволюционированности состава своих базальтов, которая определяется как по величинам абсолютного содержания элементов, так и величинам их соотношений, и прежде всего по величине отношения LILE/HFSE, второго родового признака толеитов. Наиболее низкие величины этого отношения (как и содержания самих элементов) отмечаются в базальтах самого восточного в провинции района, Бахилово-Пермяковсого, а в последнем - таковых Котыгъеганской площади, которые уже вполне сопоставимы с толеитами соседней трапповой провинции, отличаясь от них появлением пиков Ва, К, Sr и более четкого дефицита Nb, Hf и Ti. Базальты западнее расположенных зон и районов относятся к более эволюционированным и фракционированным представителям, характеризуясь и более высоким относительным содержанием элементов и более высоким отношением LILE/HFSE; сохраняются дефицит Nb, Hf, Ti и пик Ва. При продвижении в еще более западные и южные районы провинции указанные выше отклонения еще более усиливаются, так что наиболее сильную фракционированность состава демонстрируют базальты Южного Зауралья и Кузбасса. Такой же тренд наблюдается и при работе напрямую с отношениями отдельных химических элементов. В частности, диаграмма La/Sm-La четко демонстрирует две особенности состава базальтов Западной Сибири. С одной стороны, они менее истощены, чем NMORB, но более чем OIB (имея промежуточные значения La/Sm), а с другой — точки составов базальтов Западной Сибири в основной своей массе лежат правее тренда NMORB-OIB, вытягиваясь главным образом вдоль оси La, показывая тем самым, что вариабильность состава базальтов обязана преобладающе не глубине и/или степени плавления, но скорее процессу фракционирования. И опять однозначно демонстрируется, что по сравнению с траппами соседнего кратона западносибирские базальты являются более фракционированными, а из их числа — базальты Южного Зауралья и Кузбасса. Аналогичная в принципе картина вырисовывается при работе с другими редкими элементми (Nb-Zr и др.).

Представляется весьма вероятным, что наблюдаемые вариации уровня концентрации элементов обусловлены именно неоднородностью литосферы, в том числе и ее сублитосферной мантии. Эта молодая литосфера сформировалась далеко не одновременно и не в одинаковом стиле на всей территории Западной Сибири, поэтому состав рециклированной сублитосферной мантии не был перерожден (возрожден) и обогащен в одинаковой степени всюду. Наиболее показательными и даже однозначно доказательными в рассматриваемом плане являются результаты изучения изотопного состава вулканитов, особенно с выходом на определение модельного возраста (типа T<sub>Nd</sub> и т.п.). В этом случае величины последнего в разных зонах (блоках) фундамента (литосферы) различны, но сравнительно выдержаны в пределах каждой отдельно взятой зоны (блока), что позволяет в принципе проводить изотопное выделение и картирование таких зон (блоков).

Исследования проводятся в рамках Программы ОНЗ РАН № 10 "Строение и формирование основных типов геологических структур подвижных поясов и платформ" (проект 09-Т-5-1009 УрО РАН) и РФФИ (11-05-00098-а). \_

## II. ВУЛКАНИЧЕСКАЯ ПЕТРОЛОГИЯ

# ВУЛКАНО-ПЛУТОНИЧЕСКИЕ АССОЦИАЦИИ ЩЕЛОЧНЫХ ПОРОД ЗАПАДНОГО СКЛОНА ЮЖНОГО УРАЛА (АЛАТАУСКИЙ АНТИКЛИНОРИЙ) И УСЛОВИЯ ИХ ФОРМИРОВАНИЯ

## © 2011 г. С. Г. Ковалев, С. С. Ковалев

Институт геологии Уфимского научного центра РАН, Уфа, kovalev@ufaras.ru

Как установлено многочисленными работами последних лет, вендский магматизм, распространенный в пределах западного склона Южного Урала характеризуется четко проявленными щелочными тенденциями, что позволило ряду исследователей говорить о рифтогенном этапе развития региона в это время. Ранее [Алексеев, 1984] в регионе были описаны специфические магматические породы, расположенные на западном склоне хр. Алатау и приуроченные к Алатаускому региональному тектоническому нарушению. В пределах площади были выделены две петрографические разновидности магматических образований: базальтоиды (оливиновые базальты повышенной щелочности) и щелочные габброиды авашлинского комплекса, первые из которых представлены эруптивным телом округлой формы, прорывающим терригенные породы зильмердакской свиты (R<sub>2</sub>) и дайку щелочных габброидов. В последнее время нами были получены новые петрогеохимические материалы по базальтоидам и щелочным габброидам [Ковалев, Салихов, 2003], которые позволяют более детально охарактеризовать эти образования с точки зрения их формационной принадлежности и высказать некоторые предположения об их генезисе.

Для анализа были отобраны образцы: массивные щелочные габброиды, цемент из брекчий щелочных габброидов, массивные оливиновые базальтоиды и их порфировидные разновидности. Химические анализы были выполнены в ИГ УНЦ РАН (Уфа), а определения РЗЭ, редких и рассеянных элементов – в ИГЕМ РАН (Москва) методом ICP-MS. На основании полученных результатов были построены серии диаграмм, общий анализ которых сводится к следующему.

Фигуративные точки содержаний MgO и суммы натрия и калия в щелочных габброидах и базальтоидах (рис. 1а) могут быть охарактеризованы линейным трендом с коэффициентом аппроксимации равным 0.66, величина которого говорит о значимой достоверности этой зависимости. Увеличение количества анализов приводит лишь к слиянию полей этих пород и образованию единого тренда с нормальным распределением MgO и суммы щелочей, что присуще производным единого очага либо различным горизонтам единого тела. Тренд содержаний этих окислов в породах Алатауского антиклинория расположен между средними составами щелочных оливиновых базальтов и щелочных базальтов калиевой серии, несколько "тяготея" к первому, который можно рассматривать как один из членов тренда характеризуемых пород.

Анализ диаграммы нормализованных содержаний редкоземельных элементов (см. рис. 1б) показывает, что они на 1–2 порядка обогащены всей группой РЗЭ по сравнению с примитивной мантией при резком преобладании легких лантаноидов. Обращает на себя внимание то, что графики базальтоидов и габброидов очень близки между собой, а присущие им тенденции практически полностью идентичны, что также свидетельствует об их принадлежности либо к одному телу, либо к производным единого промежуточного (?) магматического очага.

Как известно, распределение РЗЭ в зависимости от петрографического состава выявляет закономерности, несущие информацию об условиях генезиса магматических пород. Рассмотрим нормализованные отношения Sm/Eu, изменяющиеся в пределах 1.01, 1.12, 1.16, 1.69, 1.57 и Gd/Eu – 0.85, 0.85, 0.80, 0.87, 1.1 соответственно, для оценки поведение европия (max или min в распределении) в процессе формирования характеризуемых образований. При этом оказывается, что лишь для одной породы (цемент брекчий щелочных габброидов) присущ относительно четко проявленный минимум. В остальных разновидностях - щелочных габброидах и базальтоидах - ни дефицита, ни накопления европия четко не устанавливается. Аналогичный анализ отношений La/Ce (0.02, 0.89, 0.92, 1.35, 1.26) и Pr/Ce (1.0, 0.70, 0.98, 0.76, 0.83 соответственно) показывает, что только в двух породах (массивные щелочные габброиды и массивные базальтоиды) присутствуют очень слабо выраженные цериевые максимумы. Из этого следует, что в процессе формирования описываемых петротипов пород фракционирование минеральных фаз, концентраторов легких лантаноидов, практически полностью отсутствовало, а содержания РЗЭ, скорее всего, первичны и не претерпели вторичного перераспределения. Если продолжить геохимический анализ, на примере распределения редких и рассеянных элементов, а также элементов-примесей (см. рис. 1в, г), общность генезиса базальтоидов и щелочных габброидов, проявляется еще четче.



Рис. 1. Петрогеохимические диаграммы для щелочных габброидов и базальтоидов. 1 – щелочные габброиды, 2 – базальтоиды, 3 – средний состав щелочного оливинового базальта, 4 – средний состав щелочного базальта калиевой серии, 5 – щелочные пикриты, 6 – щелочные оливиновые базальты. №№ 3–6 по [Лутц, 1980]. Нормализовано на примитивную мантию по [Sun, Mc-Donought, 1989].

На диаграмму количественных содержаний отдельных элементов, изображенную на рис. 1в, нанесены их содержания в щелочных габброидах и базальтоидах. Первое, что обращает на себя внимание - это близость количеств и "когерентность" графиков характерные практически для всех элементов в обеих разновидностях и вполне закономерная (для пород, сформировавшихся из единого очага, либо представляющих собой единое тело) относительная обогащенность базальтоидов сидерофильными элементами, сменяющаяся их относительной "обедненностью" щелочноземельными элементами и наоборот. На графике нормализованных распределений этих элементов (см. рис. 1г), на которые также нанесены средние составы типичных пород щелочного ряда (щелочные пикриты и щелочные оливиновые базальты) отчетливо проявлены тенденции, позволяющие отнести базальтоиды и щелочные габброиды к щелочному ряду и говорить о их генетическом единстве. Общая направленность тренда (обедненность по сравнению с примитивной мантией сидерофилами и обогащенность щелочноземельными и радиоактивными элементами) идентична тренду щелочных пикритов и базальтоидов, а "когерентность" в распределении элементов в характеризуемых породах, не совпадающая с пиками щелочных пикритов и базальтов позволяет дополнительно подчеркнуть генетическую связь между щелочными габброидами и базальтоидами.

Рассматривая эволюцию вендского магматизма в целом и опираясь на положение о том, что щелочные породы характерны для начальных стадий континентального рифтогенеза, необходимо подчеркнуть следующее: наличие аршинских щелочных вулканитов в ассоциации с ашинскими конгломератами свидетельствуют о формировании в вендское время в пределах западного склона Южного Урала линейно ориентированных грабенообразных структур с щелочным типом магматизма, трассирующих осевую зону палеорифтоген-

ВУЛКАНИЗМ И ГЕОДИНАМИКА, Екатеринбург, ИГГ УрО РАН, 2011

ной структуры, заложившуюся на относительно мощной, стабилизированной коре континентального типа. В то же время присутствие в пределах региона рассредоточенных единичных щелочных интрузий (уванский, миселинский и авашлинский комплексы по [Алексеев, 1984]) и сложно построенных тел, принадлежащих к калиевой серии щелочно-основной формации охарактеризованных выше, подразумевает, что тектономагматическая активность, связанная с рифтогенезом (или им обусловленная), проявилась на значительной площади. Причем, щелочной уклон магматизма (как эффузивной, так и интрузивной фаций) свидетельствует о низких степенях плавления слабоистощенного мантийного субстрата и значительной глубине очагов магмогенерации (гранатовая субфация?), если принять во внимание предшествующий ранне- и среднерифейский рифтогенез, большая часть магматических образований которого представлена в целом основным рядом пород нормальной щелочности.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Алексеев А.А. Рифейско-вендский магматизм западного склона Южного Урала. М.: Наука. 1984. 137 с.
- Ковалев С.Г., Салихов Д.Н. Новые данные по геохимии щелочных пород Алатауского антиклинория // Геология, полезные ископаемые и проблемы экологии Башкортостана: тез. докл. Уфа: ИГ УНЦ РАН. 2003. С. 42–45.
- 3. **Лутц Б.Г.** Геохимия океанического и континентального магматизма. М: Недра, 1980. 247 с.
- Sun S.S., McDonought W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for the mantle composition and processes // Magmatism in the oceanic basins. London: Geol. Soc. Spec. Publ., 1989. P. 313–345.

# **II. ВУЛКАНИЧЕСКАЯ ПЕТРОЛОГИЯ**

# УСЛОВИЯ СОХРАННОСТИ ДРЕВНИХ ВУЛКАНИЧЕСКИХ СТЁКОЛ

# © 2011 г. В. Г. Кориневский

Институт минералогии УрО РАН, Muacc, vgkor@mineralogy.ru

Спорадически среди продуктов вулканической деятельности древних эпох обнаруживаются реликты вулканических стёкол кайнотипного облика. В большинстве своём они встречены в породах мезозой-кайнозойского возраста [Нарвайт, Руденко, 1964]. На этом фоне уникальными выглядят находки стёкол базальтового состава в рифейских породах в районе месторождения Ешкеульмес в Казах-



Рис. 1. Неизменённые участки базальтового стекла из обломков в гиалокластитах.

Фото шлифов в проходящем свете. Мугоджарская толща среднего девона. Обрывы р. Шулдак; а – гиалокластит с реликтами свежего вулканического стекла. Вдоль трещин развиваются вторичные продукты изменения (хлорит, эпидот, актинолит, альбит); б – свежее вулканическое стекло базальтового состава (тахилит) с трещинами перлитовой отдельности из центральной части обломка в гиалокластитах. стане [Бок, 1967] и стекловатых андезитов в раннекембрийских толщах Тувы [Лапин, 1972].

В Уральском складчатом поясе стекловатые породы базальтового состава из Мугоджарских гор впервые были описаны в 1905 г [Левинсон-Лессинг, 1949] Позже они неоднократно подвергались дополнительному исследованию [Чумаков, 1941; Водорезов, 1961; Нарвайт, Руденко, 1964; Румянцева, Розинова, 1975; Кориневский, 1999, 2011]. На Среднем Урале в силурийских и среднедевонских толщах Главной вулканогенной зоны были обнаружены стёкла базальтового, андезитового и риолитового состава [Дианова, 1958; Авдонин, Емлин, 1969; Язева, 1971]. Хотя фрагменты неизменённых вулканических стёкол на Урале известны из толщ от позднего ордовика по триас включительно, большинство их приурочено к среднедевонским образованиям. Редкость таких находок, вероятно, обусловлена и подводными условиями излияний пород, которые впоследствии легче подвергались метаморфическим изменениям по сравнению с породами наземных излияний. Последние в складчатых поясах прошлого играют очень незначительную роль [Кориневский, 2009]. Среди них нередки находки кислых стёкол [Бок, 1967].

По современным представлениям сохранившиеся участки неизменённых вулканических стёкол встречаются как в островодужных комплексах, так и в породах ложа палеоокеанических бассейнов. Это наблюдается лишь в тех их участках, где породы не претерпели метаморфических изменений выше уровня зеленосланцевой фации. Необычно большие количества растворённой воды в магме, продуцировавшей стёкла, (от 1-1.3 мас. % в базальтовых стёклах, до 8-10 мас. % - в андезитах, риолитах и чанчаритах) привело к появлению в них ликвационных структур (вариолиты) и к образованию необычайно мощных (до 10-15 см) стекловатых корок на поверхностях подушечных потоков [Кориневский, 1999]. Видимо, такие стёкла формировались отдельными порциями магмы, изначально обогащёнными летучими компонентами (водой). Такие лавы изливались лишь иногда, что и объясняет редкую встречаемость стекловатых лав в разрезах вулканогенных толщ.

Достаточно большие объёмы стекловатых пород способствовали сохранению в их массе локальных участков неизменённых стёкол, что хорошо видно на разрезах глобулей базальтового стекла из гиалокластитов (рис. 1). Эти участки выглядят реликтами в массе изменённых стёкол, сложенных тонкозернистым агрегатом выделений хлорита, эпидота, актинолита, кварца, палагонита и цеолитов. В этих случаях прекрасно проявлены дугообразные трещины перлитовой отдельности. Большей сохранностью обладают стёкла из мощных корковых частей подушечных потоков чанчаритов [Кориневский, 2007; 2011]. Зеленокаменные изменения в них проявлены слабо. Стёкла обладают перлитовой отдельностью и содержат многочисленные перистые кристаллиты диопсида (рис. 2). Примечательно нахождение в составе чанчаритов редких зёрен хромита, содержащих расплавные включения, представленные кристаллами диопсида, погружёнными в стекло более кислого состава, нежели стекло из корковой части подушек [Кориневский, 2007].

Таким образом, сохранность участков неизменённых подводных вулканических стёкол в древних толщах в первую очередь обусловлена относительно слабыми метаморфическими изменениями (не выше зеленосланцевой фации) вмещающих пород. В наземных излияниях стёкла кайнотипного облика (преимушественно кислого состава) встречаются чаще. Сохранности стёкол весьма способствуют значительные объёмы их проявлений (мощные корки в подушечных потоках, крупные вулканические бомбы и глобули стекла в гиалокластитах). Несмотря на общий стекловатый облик пород, сохранившиеся в них участки неизменённых стёкол очень невелики. По этой причине их состав надо изучать на микроанализаторах, поскольку валовый химический состав стекловатых пород не отвечает их первоначальному составу [Кориневский, 2011].

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Авдонин В.Н., Емлин Э.Ф. Стеклосодержащие эффузивы из зеленокаменной полосы Северного Урала // Магматические формации, метаморфизм, металлогения Урала: Труды Второго Уральского петрографического совещания. Т. III. Базальтоидный магматизм и его металлогения. Свердловск: УФ АН СССР, 1969. С. 230–234.
- Бок И. И. Вулканические стекловатые породы Казахстана, их особенности и пути использования // Вулканогенные формации Казахстана. Алма-Ата: Наука Каз. ССР, 1967. С. 47–67.
- Водорезов Г. И. Взаимоотношения спилитов, вариолитов и перлитов в диабазово-спилитовой формации Мугоджар // Ученые зап. Саратовского ун-та. Сер. геол. 1961. С. 5–31.
- Кориневский В. Г. Возможная причина возникновения мощных стекловатых корок у подводных потоков // Вулканология и сейсмология. 1999. № 3. С. 41–44
- 5. Кориневский В.Г. Чанчариты новое семейство калиевых щелочных горных пород // Геодинамика,



Рис. 2. Вулканические стекла из кровлевой зоны подушечных лав чанчаритов.

Фото шлифов в проходящем свете, чанчарская свита среднего девона, правый берег р. Чанчар; а – стекло с трещинами перлитовой отдельности и кристаллитами диопсида, б – скелетные кристаллы диопсида в чанчаритовом стекле.

магматизм, метаморфизм и рудообразование. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2007. С. 470–490.

- Кориневский В. Г. Роль наземного вулканизма в древних складчатых поясах // Материалы IV Всероссийского симпозиума по вулканологии и палеовулканологии. Том 1. Петропавловск–Камчатский, 2009. С. 133–135.
- Кориневский В. Г. Древние вулканические стекла Урала // Вулканология и сейсмология. 2011. № 1. С. 33–44.
- 8. **Лапин Б.Н.** Атлас структур кембрийских вулканогенных пород Тувы. Новосибирск: Наука, 1972. 138 с.
- Левинсон–Лессинг Ф. Ю. Сферолитовые породы Мугоджар // Избранные труды. Т. 1. М.: Изд-во АН СССР, 1949. С. 185–205.
- Нарвайт Г. Э., Руденко Б. М. Тахилит в основных эффузивах силура в Южных Мугоджарах // Палеовулканологические реконструкции, лавы и руды древних вулканов / Труды Лаборатории палеовулканологии. Вып. 3. Алма-Ата: Изд-во Каз. ИМС, 1964. С. 267–279.

ВУЛКАНИЗМ И ГЕОДИНАМИКА, Екатеринбург, ИГГ УрО РАН, 2011

- 11. Румянцева Н. А., Розинова Е. Л. Вулканические стекла из силурийской спилит–диабазовой формации Мугоджар // Вопросы петрологии вулканитов Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1975. С. 100–110.
- 12. Чумаков А. А. Петрология магматических образований Южных Мугоджар (западный хребет). Л.–М.:

Изд-во ЛГУК, 1941. 92 с.

13. Язева Р.Г. Кайнотипные натровые перлиты в составе кали-натровой липарито-базальтовой субформации бассейна Северной Сосьвы // Ежегодник-1970 Ин-та геологии и геохимии УНЦ АН СССР. Свердловск: ИГ и Г УНЦ АН СССР, 1971. С. 20–21.

ВУЛКАНИЗМ И ГЕОДИНАМИКА, Екатеринбург, ИГГ УрО РАН, 2011

# **II. ВУЛКАНИЧЕСКАЯ ПЕТРОЛОГИЯ**

# БАЗАЛЬТЫ ОІВ-ТИПА БАССЕЙНА Р. ИРБИСТУ, ЮГО-ВОСТОК ГОРНОГО АЛТАЯ: ГЕОХИМИЯ, Sr-Nd-ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ И МАГМАТИЧЕСКИЙ ИСТОЧНИК

© 2011 г. В.И. Крупчатников\*, В.В. Врублевский\*\*, И.Ф. Гертнер\*\*, В.А. Кривчиков\*

\*ОАО "Горно-Алтайская экспедиция", с. Малоенисейское, Алтайский край, vikrup@yandex.ru \*\*Томский государственный университет, г. Томск, labspm@ggf.tsu.ru

В пределах Горного Алтая известно несколько фрагментов палеосимаунтов, в породных ассоциациях которых идентифицированы базальты типа OIB (базальтов океанических островов): засурьинская свита в одноименном тектоническом блоке, уймонская свита в Теректинском горсте, эсконгинская свита в Катунском блоке, арыджанская свита в Баратальском горсте. Во всех этих проявлениях OIB-подобные базальты приурочены к шовным зонам (границам террейнов), имеют возраст в диапазоне рифей – ранний ордовик и совместно с офиолитами рассматриваются как реликты океанической коры, аккретированной к активной окраине Сибирского континента в процессе закрытия Палеоазиатского океана [Добрецов и др., 2004; Буслов и др., 2000; Волкова и др., 2005; Сафонова и др., 2008]. Изученные нами базальты, геохимически сходные с ОІВ, приурочены к восточной части Холзунско-Чуйского антиклинория в пределах Алтае-Монгольского террейна и расположены на правобережье р. Ирбисту. По геологическим данным они условно отнесены к кучерлинскому базальтовому комплексу раннего – среднего кембрия.

Базальты слагают небольшое поле (~500 × 700 м) среди метафлишоидов кембро-ордовикской горноалтайской серии, границы с которыми тектонические. С северо-востока вулканиты перекрывается кайнозойскими рыхлыми осадками Чуйской впадины (рис. 1). Среди пород выделяются незакономерно чередующиеся массивные, миндалекаменные и брекчиевые лавы, пирокластические отложения редки и маломощны. Вся вулканическая толща в различной степени тектонизирована. Породы зеленокаменно изменены, плагиоклаз-порфировые,



Рис. 1. Схема геологического строения юго-восточной части Горного Алтая

1 – рыхлые отложения (в пределах России), КZ; 2 – гранитоиды, T<sub>3</sub>-J<sub>1</sub>; 3 – монцонитоиды, T<sub>1-2</sub>; 4 – карбонатные и терригенные отложения, S-D<sub>1</sub>; 5 – вулканогенные образования, D<sub>1</sub>; 6 – метафлишоиды,  $C_2 – O_1$ ; 7 – гнейсы и кристаллосланцы, PZ; 8 – базальты р. Ирбисту; 9 – разломы; 10 – точки отбора образцов и их номера.



**Рис. 2.** Распределение редких и редкоземельных элементов в базальтах р. Ирбисту. Составы примитивной мантии (PM), C1 хондрита и OIB – по [Sun, McDonough, 1989].

обычно с пилотакситовым или интерсертальным плагиоклаз-лейкоксен-хлорит-железооксидным матриксом.

По соотношению SiO<sub>2</sub> (~46-48 мас. %) с суммой щелочей (Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O ~ 3.4-7.7 мас. %) и по содержаниям K<sub>2</sub>O (~2.2–2.3 мас. %) рассматриваемые базальты соответствуют производным умереннощелочной высококалиевой серии. Невысокие концентрации MgO (3.2-6.1 мас. %) и CaO (1.8-2.9 мас. %) при низкой и умеренной магнезиальности (mg# ~ 31-47), обедненности пород Cr (~ 5–17 г/т), Ni (~ 5–16 г/т), Sc (15–22 г/т) и сравнительно высоких содержаниях Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (17.7-18.5 мас. %) свидетельствуют о фракционировании оливина, клинопироксена и, вероятно, хромита. Высокие уровни накопления TiO<sub>2</sub> (~3.2–3.9 мас. %), Р<sub>2</sub>О<sub>5</sub> (0.54–1.19 мас. %) и других HFSE (Nb 79– 101, Та 4.5–5.2, Zr 424–485, Нf 9.9–10.5 г/т) в сочетании с повышенными отношениями HFSE/LILE (Nb/Ba 0.2-0.3, Zr/Rb 10-16) и отрицательной Pbаномалией позволяют отнести базальты р. Ирбисту к эталону OIB (рис. 2). Характер распределения редкоземельных элементов в породах (SREE 252-298 г/т; La<sub>N</sub>/Yb<sub>N</sub> 13-14, Eu/Eu\* 0.97-1.1) также свидетельствует о внутриплитном магматическом источнике. Отличительной чертой химизма изученных базальтов являются более высокие отношения U/Pb (до 0.85-1.30) и Ce/Pb (до 51-80) по сравнению со средним составом OIB (соответственно 0.32 и 25), а также обеднение стронцием (74-122 г/т), что, возможно, обусловлено его дефицитом в магматическом источнике.

Вещественная специфика базальтов р.Ирбисту указывает на их принадлежность ОІВ-типу. Вулканиты с подобными геохимическими показателями в своем большинстве развиты на океанической коре. Вместе с тем, известны магматические серии со сходными характеристиками, проявленные в континентальных обстановках или в переходных зонах с развитой сиалической корой, например, в зоне Кенийского рифта. В этих случаях, как правило, по совокупности изотопных и геохимических признаков фиксируется контаминация расплавов континентально-коровым материалом. Ряд отношений несовместимых элементов свидетельствует, что базальты р. Ирбисту могут представлять собой практически неконтаминированные разновидности, поскольку в геохимическом отношении они не проявляют признаков смешения с веществом континентальной коры относительно типичных OIB (рис. За). Исходя из этого, можно заключить, что первоначально формирование ирбистинских базальтов происходило в океанических условиях, а их современное положение обусловлено более поздними аккреционно-коллизионными процессами.

Отсутствие признаков контаминации в ирбистинских базальтах дает основание с той или иной степенью достоверности определить их вероятный источник. Сопоставление с эталонными ОІВ показывает явное тяготение составов изученных пород к источнику НІМU-типа (рис. 36, 4). Косвенно это подтверждается составом изотопов Nd и Sr, определенным в предположительно кембрийском (~500 млн. лет назад) базальте р. Ирбисту с наибольшим U/Pb (<sup>143</sup>Nd/<sup>144</sup>Nd<sub>(500)</sub> = 0.512179,  $\varepsilon$ Nd = +3.62; <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr<sub>(500)</sub> = 0.701492;  $\varepsilon$ Sr = -34.37; обр. 8049). На участие вещества НІМU в источнике ирбистинских базальтов указывают также низкие концентрации Pb, повышенные значения U/Pb (до 0.85–1.30) и U/Th (до 0.29–0.32).

Компиляция и анализ данных по редкоземельным элементам в базальтах океанических островов (систематически низкие концентрации Y и Yb и высокие значения отношений LREE/HREE и MREE/HREE) привели исследователей к заключению, что генерация подавляющего большинства известных серий OIB происходила в гранатсодержащей мантии при низкой степени плавления



Рис. 3. Сравнение базальтов р. Ирбисту с мантийными и коровыми компонентами На диаграмме (а) приведены составы примитивной мантии (PM), OIB, N-MORB – по [Sun, McDonough, 1989], измененной океанической коры (AOC) – по [Gomez-Tuena et al., 2007], верхней (UC) и нижней (LC) континентальной коры – по [Rudnick, Gao, 2003], нижнекоровых гранулитов Китайского Алтая (HK) - по [Li et al., 2004], верхнекоровых метафлишоидов горноалтайской серии (BK). На диаграмме (б) композиционные поля и составы компонентов – по [Condie, 2005]: UC – верхняя континентальная кора; PM – примитивная мантия; HIMU – источник с высоким отношением U/Pb; EM1 и EM2 – обогащенные мантийные источники; ARC – островодужные базальты; N-MORB – базальты срединно-океанических хребтов; OIB – базальты океанических островов; OPB – базальты океанических плато. Утолщенная штриховая линия – вероятная граница, разделяющей плюмовые и неплюмовые источники.



**Рис. 4.** Типизация магматического источника базальтов р. Ирбисту Здесь и на рис. 5 в качестве источников HIMU, EM1 и EM2 приведены составы базальтов с экстремальными изотопными параметрами островов: Mangaia – HIMU ( $^{206}Pb/^{204}Pb > 21.4$ ,  $^{87}Sr/^{86}Sr < 0.702760$ ), по [Woodhead, 1996]; Pitcairn – EM1 ( $^{87}Sr/^{86}Sr > 0.705190$ ,  $^{143}Nd/^{144}Nd < 0.512480$ ), по [Woodhead, Devey, 1993]; Malumalu – EM2 ( $^{87}Sr/^{86}Sr = 0.70889$ ,  $^{143}Nd/^{144}Nd = 0.5125$ ), по [Workman et al., 2004]. Средние составы N- и E-MORB – по [Sun, McDonough, 1989], измененной океанической коры (AOC) – по [Gomez-Tuena et al., 2007].

[Hofmann, 2003]. При этом предполагается, что глубина и степень плавления в мантии являются взамосвязанными и обратно скоррелированными величинами [Sprung et al., 2007 и ссылки в этой работе], а обогащение LREE (индикатор снижения степени плавления) и истощение HREE (индикатор увеличения глубины плавления) в магмах происходит согласованно и в целом контролируется содержаниями граната в перидотитах. Как показывает анализ диаграммы Lu/Hf–La/Yb (рис. 5), расплавы базальтов р. Ирбисту, в отличие от большинства аналогов Горного Алтая, формировались, по-видимому, в более глубинной обстановке и/или при более низкой степени плавления. Вместе с тем, отклонение фигуративных точек от теоретической кривой в сторону меньших значений Lu/Hf может отражать влияние дополнительных факторов, например, смешения с частичными расплавами океанической коры или присутствия ее материала в источнике.

Таким образом, проведенными нами исследованиями в юго-восточной части Горного Алтая установлено проявление базальтов ОІВ-типа с геохимическими параметрами, характерными для производных плюмового НІМU-источника. Отсутствие признаков контаминации континентально-коровым материалом позволяет предполагать, что базальты р. Ирбисту были сформированы в океанической обстановке. Совместно с другими базальтами подобного типа в Горном Алтае они, возможно, отражают деятельность гипотетического Северо-Азиатского



Рис. 5. Положение составов базальтов OIB-типа Горного Алтая на диаграмме Lu/Hf–La/Yb. Базальты Горного Алтая: 1 – р. Ирбисту; 2–5 – по данным [Добрецов и др., 2004; Буслов и др., 2000; Волкова и др., 2005; Сафонова и др., 2008]: 2 – арыджанская свита, 3 – эсконгинская свита, 4 – уймонская свита, 5 – засурьинская свита. Штриховая линия N-MORB - EM2 – гипотетическая кривая согласованного изменения глубины и степени плавления. Пунктирная линия – рассчитанная кривая плавления измененной океанической коры (AOC): составы AOC и ее 1%-ного расплава – по [Gomez-Tuena et al., 2007].

суперплюма [Ярмолюк, Коваленко, 2003] в один из временных пиков его активности, а именно – вендраннепалеозойский.

Исследования выполнены при финансовой поддержке Министерства образования и науки РФ по АВЦП "Развитие научного потенциала высшей иколы 2009–2011 гг.", ФЦП "Научные и научнопедагогические кадры инновационной России 2009– 2013 гг.".

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- 1. Буслов М.М., Фудживара И., Сафонова И.Ю, Окада Ш., Семаков Н.Н. Строение и эволюция зоны сочленения террейнов Рудного и Горного Алтая // Геология и геофизика. 2000. Т. 41, № 3. С. 383–397.
- Волкова Н.И., Ступаков С.И., Третьяков Г.А., Симонов В.А., Травин А.В., Юдин Д.С. Глаукофановые сланцы Уймонской зоны – свидетельство ордовикских аккреционно-коллизионных событий в Горном Алтае // Геология и геофизика. 2005. Т. 46, № 4. С. 367–382.
- 3. Добрецов Н.Л., Буслов М.М., Сафонова И.Ю., Кох Д.А. Фрагменты океанических островов в структуре Курайского и Катунского аккреционных

клиньев Горного Алтая // Геология и геофизика. 2004. Т. 45, № 12. С. 1381–1403.

- Сафонова И.Ю., Симонов В.А., Буслов М.М., Ота Ц., Маруяма Ш. Неопротерозойские базальты Палеоазиатского океана из Курайского аккреционного клина (Горный Алтай): геохимия, петрогенезис, геодинамические обстановки формирования // Геология и геофизика. 2008. Т. 49, № 4. С. 335–356.
- Ярмолюк В.В., Коваленко В.И. Глубинная геодинамика, мантийные плюмы и их роль в формировании Центрально-Азиатского складчатого пояса // Петрология. 2003. Т. 11, № 6. С. 556–586.
- Condie K.C. High field strength element ratios in Archean basalts: a window to evolving sources of mantle plumes? // Lithos. 2005. V. 79. P. 491–504.
- Gomez-Tuena A., Langmuir Ch., Goldstein S.L., Straub S.M., Ortega-Gutierrez F. Geochemical evidence for slab melting in the Trans-Mexican volcanic belt // J. Petrology. 2007. V. 48, № 3. P. 537–562.
- Hofmann A.W. Sampling mantle heterogeneity through oceanic basalts: isotopes and trace elements // Treatise on geochemistry: The Mantle and Core. Edited by R. W. Carlson, H. D. Holland and K. K. Turekian. 2003. V. 2. P. 61–101.
- Li Z., Chen H., Yang Sh., Dong Ch., Xiao W. Petrology, geochemistry and geodynamics of basic granulite from the Altay area, North Xinjiang, China // Journal of Zhejiang University Science. 2004. V. 5, № 8. P. 979–984.
- Rudnick R.L., Gao S. Composition of the continental crust. // Treatise on Geochemistry: The Crust. Edited by R.L. Rudnick. 2003. V. 3. P. 1–64.
- 11. **Sprung P., Schuth S., Munker C., Hoke L.** Intraplate volcanism in New Zealand: the role of fossil plume material and variable lithospheric properties // Contrib. Mineral. Petrol. 2007. V. 153. P. 669–687.
- 12. Sun S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // In: Magmatism in the ocean basins. Eds. Saunders A.D. & Norry M.J. Geol. Soc. Special Publ. 1989. № 42. P. 313–345.
- 13. Woodhead J.D. Extreme HIMU in an oceanic setting: the geochemistry of Mangaia island (Polynesia), and temporal evolution of the Cook-Austral hot spot // J. Volcanol. Geotherm. Res. 1996. V. 72. P. 1–19.
- Woodhead J.D., Devey C.W. Geochemistry of the Pitcairn seamounts: source character and temporal trends // Earth Planet. Sci. Lett. 1993. V. 116. P. 81–99.
- 15. Workman R.K., Hart S.R., Jackson M., Regelous M., Farley K.A., Blusztajn J., Kurz M., Staudigel H. Recycled metasomatized lithosphere as the origin of the Enriched Mantle II (EM2) end-member: evidence from the Samoan Volcanic Chain // Geochemistry Geophysics Geosystems. 2004. V. 5, № 4.

138

# II. ВУЛКАНИЧЕСКАЯ ПЕТРОЛОГИЯ

# ВЕЩЕСТВЕННЫЕ ОСОБЕННОСТИ ПОРОД ЭКИТЫКИНСКОЙ СВИТЫ (ЮЖНАЯ ЧУКОТКА)

## © 2011 г. К. А. Лебеденко, Е. Н. Буравлёва

Научный руководитель – д.г.- м.н., профессор В. М. Ненахов Воронежский государственный университет, геологический факультет, Воронеж, KirLebedenko@Gmail.com.

В районе исследования широко развиты россыпные месторождения и коренные проявления золота. Как известно, коренные объекты контролируются определёнными структурно-вещественными комплексами, в связи с чем, для полей распространения палеовулканов весьма актуальны исследования вещественного состава вулканитов.

Главной задачей являлось изучение особенностей вещественного состава вулканических пород экитыкинской свиты, с которой связаны наиболее высокие перспективы золотоносности. Были изучены петрографические особенности пород в шлифах, минералогия протолочек и проведён микрозондовый анализ минералов тяжёлой фракции.

В исследованном районе, породы этой свиты представлены андезитами, порфиритами дацитового, андезитового и андезит-дацитового состава и их туфами, в различной степени.

Андезиты преимущественно состоят из плагиоклаза (An 25–30%), пироксена двух генераций (клино и орто), а в небольшом количестве встречается кварц. Широко развиты вторичные минералы, которые в большинстве случаев представлены соссюритом, развивающемся по плагиоклазам, а также серпентином и хлоритом образующимся по пироксенам.

Туфы состоят преимущественно из цемента и обломков, представленных литокластами, кристаллами и стеклом. В этих породах широко проявлена дивитрификация пород, развивающаяся по туфовому цементу, а также по обломкам стекла. Обломки пород имеют преимущественно основной состав и представлены эффузивными и гипабиссальными разностями. В отдельных зонах в результате вторичных изменений встречаются прокварцованные туфы (замещение мелкозернистым кварцем обломков пород и цемента в виде сегрегаций, прожилков и отдельных зёрен).

Порфириты образуют ряд пород от андезита к дацитам. Порфировые выделения в них представлены плагиоклазом среднего (An 30–35%) и умеренно-кислого (An 20–25%) состава, пироксеном (как моноклинным так и ромбическим), а также кварцем, образующим мелкие неправильные выделения.

В большинстве случаев породы замещены крупночешуйчатыми, пятнистыми выделениями мусковита и мелкочешуйчатым серицитом. Мусковит в породе замещает как периферийные части, так и полностью минералы, развиваясь преимущественно по плагиоклазам, а также образуя отдельные сегрегации. В крупных чешуйках отмечается реликты минералов, по которым он образуется, за счёт чего образуются своеобразные "дырчатые" структуры. Серицит в кристаллах, как и мусковит, замещает переферийную часть или образует отдельные прожилки, нарушая целостность кристалла, или развит равномерно по всему зерну. Из вторичных минералов распространённым является соссюрит, эпидот, которые преимущественно развиваются по плагиоклазам и частично по вулканическому стеклу.

Изучение петрографических особенностей экитыкинской свиты показало, что все породы подвержены вторичным изменениям, выраженные в соссюритизации, пелитизации, мусковитизации, развитию минералов группы эпидота-цоизита, пренита (рис. 1), а также хлорита и серпентинита. Вторичные преобразования, а также участки прокварцевания (рис. 2) предполагает довольно интенсивно проявленные наложенные процессы, с которыми может быть связано золоторудная минерализация.

Минералогический анализ состава тяжёлой фракции искусственного шлиха был проведён под бинокуляром МБС-2, после чего подготовлены пробы для проведения микрозондового анализа.



Рис. 1. Пренит в миндалине андезита.



Рис. 2. Прокварцевание в туфе.



Рис. 3. Зерно пирита.

Минералогический анализ искусственного шлиха протолочки показал, что самым распространённым минералом тяжёлой фракции является пирит, в меньшей степени присутствуют циркон, рутил, апатит. Пирит представлен мелкими кристаллами кубической формы с характерной штриховкой пересекающий под углом 90° на сопряжённых гранях. Таблица 1.

Элемент	Зерно 1	Зерно 2	Зерно 3	Зерно 4	Зерно 5
JIEMEHT	мас. %				
Si	0.21	0.07	0.15	0.16	0.24
S	52.35	53.24	53.19	52.49	53.55
Fe	46.98	46.63	46.02	45.78	45.89
Co	0.00	0.06	0.37	0.00	0.00
Ni	0.00	0.00	0.22	0.24	0.00
Cu	0.00	0.00	0.00	0.41	0.33
Zn	0.47	0.00	0.00	0.00	0.00
As	0.00	0.00	0.05	0.93	0.00
Итого	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00

#### Таблица 2. Состав галенита

Элемент	0	S	Fe	Pb	Итого		
мас. %	2.20	13.57	4.02	80.20	100.00		

Результаты микрозондового анализа показали, что пирит практически отвечает теоретическому составу, в котором содержание (мас. %) железа от 53.5 до 46.9, при этом содержание серы колеблется от 52.35 до 53.55. В некоторых зёрна отмечается незначительная примесь меди (0.33–0.41) (рис. 11– 12), никеля (до 0.24), кобальта до (0.37), цинка до (0.47) и мышьяка до (0.93). Перечисленные элементы присутствуют спорадически, не образуя закономерности. В одном зерне обнаруживается округлое включение галенита, размером до 5 мкр. В галените помимо свинца (80.2) и серы (13.57) присутствует железо в количестве до 4% и кислород 2.2% (рис. 3).

Изучение пирита на микрозонде позволяет сделать вывод, что связь сульфидной и золоторудной минерализацией отсутствует. Отсутствие связи золоторудной и сульфидной минерализации наводит на мысль, что образование золота связано с вторичным прокварцеванием, что требует дальнейшего исследования.

Работа выполнена при финансовой поддержке по проектам № П-1331; № 16.740.11.0188 ФЦП "Научные и научно-педагогические кадры инновационной России на 2009–2013 годы".

## II. ВУЛКАНИЧЕСКАЯ ПЕТРОЛОГИЯ

# ПЕТРОЛОГО-МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ СУБВУЛКАНИЧЕСКИХ ПОРОД ЮЖНОЙ ЧАСТИ КУЗБАССА (ЮЖНАЯ СИБИРЬ)

## © 2011 г. А. В. Наставко, Е. В. Бородина, Р. А. Шелепаев, А. Э. Изох

Институт геологии и минералогии СО РАН, Новосибирск, anastavko@mail.ru

Субвулканические породы южной части Кузбасса входят в состав Сыркашевского комплекса [Федосеев и др, 2010], который включает в себя Сыркашевский, Майзасский силлы и Кийзасскую дайку, а также и другие более мелкие силлы и дайки, залегающие среди угленосных карбон-пермских отложений балахонской серии на юге Кузбасса. Мощность силлов составляет 10–130 м, даек – 1–20 м, а протяженность – до несколько десятков километров. Дифференцированные тела субвулканических пород сложены монцогаббро, монцодиоритами и кварцевыми монцодиоритами, маломощные силлы и дайки – долеритами, закалочные зоны представлены андезибазальтами и трахиандезибазальтами.

Мощность Сыркашевского силла по наиболее представительному разрезу в правом берегу р. Томь у пос. Карай составляет 100–120 м, по р. Мрас-Су уменьшается до 6–12 м. Нижняя часть разреза мощностью около 60 м сложена монцогаббро. Выше залегают среднезернистые монцодиориты мощностью около 40 м. Краевые (закалочные) части силла мощностью 5–10 м представлены андезибазальтами [Кутолин, 1963].

Минералогический состав монцогаббро: оливин (10-15%), плагиоклаз (40-50%), калишпат (15%), клинопироксен (10-15%), кварц (6-8%), роговая обманка (2%), биотит (2%), апатит (0,n%), ильменит (2-4%). Монцодиориты сложены оливином (0-3%), плагиоклазом (40-50%), калишпатом (12-15%), клинопироксеном (12-15%), кварцем (8-15%), роговой обманкой (2-4%), биотитом (2%), апатитом (1-2%), ильменитом (1-2%). Андезибазальты в краевых частях силла сложены плагиоклазом (30%), моноклинным пироксеном (10%) и вулканическим стеклом (60%). Текстура всех пород силла массивная. Структура монцогаббро и монцодиоритов – долеритовая с элементами монцонитовой, маргинационной и микропегматитовой, андезибазальтов – порфировая с пилотакситовой и гиалопилитовой основной массой. Постмагматические изменения силлов проявлены слабо.

Оливин в монцогаббро и монцодиоритах встречается в виде корродированных зерен, размером до 1.5 мм в поперечнике. По составу оливин отвечает феррогортонолиту (Fo<sub>29</sub>) с повышенными содержаниями MnO (до 1 мас. %) и CaO (до 0.28 мас. %). Оливин иногда замещается иддингситом.

Плагиоклаз в монцогаббро и монцодиоритах представлен в виде таблитчатых зональных зерен, размером от 1.0–1.5 мм в монцогаббро, до 1.5–4.0 мм в монцодиоритах. Состав плагиоклаза отвечает андезину An<sub>43-48</sub>. Плагиоклаз в андезибазальтах представлен порфировыми вкрапленниками длиной 1–1.5 мм, и игольчатыми микролитами длиной 0.1–0.5 мм. Вторичные изменения плагиоклаза выражены слабо, иногда по нему развиваются серицит, пренит и скаполит.

Клинопироксен образует ойкокристаллы размером от 0.8–1.2 мм в монцогаббро, до 0.5–3.2 мм в монцодиоритах. Состав клинопироксена отвечает авгиту  $En_{42-43}Fs_{22-25}Wo_{32-36}$ , содержание  $Al_2O_3 - 1.0-2.7$  мас. %, TiO<sub>2</sub> – 0.8–1.2 мас. %.

Калий-натриевый полевой шпат (КПШ) в породах силла занимает 2 структурные позиции: образует каймы вокруг плагиоклаза; совместно с кварцем формирует микропегматитовую структуру, выполняя интерстиции между другими минералами монцогаббро и монцодиоритов. КПШ подвергается пелитизации и альбитизации, с образованием шахматного альбита.

*Кварц*, также как и КПШ, образует как зерна, так и графические кварц-калишпатовые микропегматитовые срастания.

*Биотит* представлен в виде отдельных чешуек размером 0.2–0.8 мм.

Апатит находится во включениях плагиоклаза, клинопироксена и в основной массе, представлен призматическими кристаллами шириной до 0.05 мм.

Рудными минералами монцогаббро и монцодиоритов являются: ильменит (до 4%), магнетит (0.n%), пирротин (0.n%), халькопирит (ед.з.), марказит (ед.з.), сфалерит (ед.з.).

Мощность **Майзасского силла** по наиболее представительному разрезу в левом берегу р. Мрас-Су в 6 км выше пос. Камешок составляет 80 м, по р. Томь – 30 м, на водоразделе рек Мрас-Су и Томь по данным бурения мощность тела возрастает до 132 м [Кутолин, 1963]. Нижняя часть разреза сложена монцодиоритами, выше залегают среднезернистые кварцевые монцодиориты. Краевые (закалочные) части силла мощностью 5 м представлены трахиандезибазальтами.

Минералогический состав *монцодиоритов:* оливин (0–3%), плагиоклаз (40–50%), калишпат (12–

силл	порода	обр.	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	$Al_2O_3$	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	$P_2O_5$	п.п.п.	Сумма
сырк	андезибазальт	К-3г	55.30	2.22	14.64	1.28	10.13	0.20	2.37	6.60	3.12	1.70	0.82	2.18	100.56
сырк	монцодиорит	К-3и	54.91	1.72	12.62	2.42	12.50	0.26	1.41	5.25	3.80	2.72	0.50	0.72	98.83
сырк	монцогаббро	К-3т	50.79	1.06	12.45	5.12	11.61	0.19	4.91	6.56	2.77	2.28	1.25	1.62	100.61
майз	трахиандезибазальт	К-14д	51.47	3.47	13.90	2.21	10.82	0.24	2.96	5.81	3.25	2.23	0.89	2.89	100.14
майз	кварц.монцодиорит	К-14м	57.42	1.60	13.17	2.42	8.52	0.22	1.23	4.68	3.63	2.99	0.50	3.87	100.25

Таблица 1. Содержания петрогенных оксидов Сыркашевского комплекса (мас. %).

Примечание. Анализы образцов приведены по данным из работы Кутолин, 1963.

15%), клинопироксен (12–15%), кварц (8–15%), роговая обманка (2–4%), биотит (2%), ильменит (2–4%), апатит (1–2%). *Кварцевые монцодиориты* сложены плагиоклазом (50%), калишпатом (10–15%), клинопироксеном (15%), кварцем (15%), роговой обманкой (5%), биотитом (10%), ильменитом (5%), апатитом (2%), цирконом (0.n%). *Трахиандезибазальты* сложены плагиоклазом (30%), вулканическим стеклом (70%). Текстура всех пород силла массивная. Структура монцодиоритов и кварцевых монцодиоритов – долеритовая с элементами монцонитовой и микропегматитовой, трахиандезибазальтов – плагиопорфировая с пилотакситовой основной массой.

Оливин встречается только в монцодиоритах в основании разреза Майзасского силла в виде корродированных зерен размером до 0.5 мм в поперечнике. По составу оливин отвечает феррогортонолиту (Fo<sub>27-31</sub>) с повышенными содержаниями MnO (до 1 мас. %) и CaO (до 0.31 мас. %).

Плагиоклаз в монцодиоритах и кварцевых монцодиоритах представлен двумя типами – относительно крупными лейстами длиной до 2.5 мм, по составу отвечающими андезин-лабрадору An<sub>42-52</sub>, образующими "каркас" долеритовой структуры. А также более мелкими кристаллами размером 0.2– 0.8 мм, по составу соответствующими лабрадору An<sub>51-52</sub> и располагающимися в интерстициях. Плагиоклаз в трахиандезибазальтах представлен порфировыми вкрапленниками, размером 0.5–0.8 мм, полностью соссюритизирован.

Клинопироксен в монцодиоритах и кварцевых монцодиоритах образует ойкокристаллы размером от 0.2  $\times$  0.2 до 1.2  $\times$  1.5 мм. По составу отвечает титанистому авгиту – En\_{31–38}Fs\_{25–32}Wo\_{34–40}, содержание Al\_2O\_3 – 1.0–1.7 мас. %, TiO\_2 – 0.7–1.0 мас. %. Клинопироксен обычно сохраняется свежим, иногда замещается актинолитом.

Амфибол образует зерна размером до 0.8 мм. По своему составу относится к желизистой роговой обманке (Mg# – 27–35) [Leake et. al., 1997] с содержанием  $Al_2O_3 - 5.2$ –6.0 мас. %, TiO<sub>2</sub> – 1.1–1.4 мас. %, K<sub>2</sub>O + Na<sub>2</sub>O – 2.3–2.8 мас. %.

Калишпат совместно с кварцем формирует микропегматитовую структуру, выполняя интерстиции между другими минералами монцодиоритами и кварцевыми монцодиоритами. Редко сохраняется свежим, обычно подвергается пелитизации или альбитизации. *Кварц* образует как зерна, так и графические кварц-калишпатовые микропегматитовые срастания.

Биотит образует отдельные крупные чешуйки размером до 1 мм. Биотит соответствует изоморфному ряду аннита – флогопита. Содержание  $TiO_2 - 2.9-4.2$  мас. %, сум. FeO – 24–29 мас. %.

Апатит находится во включениях плагиоклаза, клинопироксена и в основной массе, представлен призматическими кристаллами шириной до 0.1 мм.

Рудные минералы в монцодиоритах и кварцевых монцодиоритах представлены ильменитом (2–4%), магнетитом (0,**n%), пирротином (0,n%), халькопи**ритом (ед.з.), марказитом (ед.з.), сфалеритом (ед.з.)

По петрохимическим характеристикам породы силлов и даек Сыркашевского комплекса относятся к нормальному и умереннощелочному рядам. По данным CIPW выделяются оливиннормативные толеиты, проявленные только в нижней трети сыркашевского силла; и кварцнормативные толеиты, распространенные в майзасском силле и в верхней части сыркашевского силла. Согласно классификации петрографического кодекса [Петрографический..., 2009], петрохимические характеристики закалочных зон сыркашевского силла соответствуют андезибазальтам, а закалочные зоны майзасского силла – трахиандезибазальтам (табл. 1).

Петролого-минералогические особенности субвулканических пород южной части Кузбасса следующие:

1. Породы сыркашевского силла дифференцированы от монцогаббро до монцодиоритов, а закалочные зоны представлены андезибазальтами. Породы майзасского силла по составу менее основные, и дифференцированы от монцодиоритов до кварцевых монцодиоритов, закалочная зона сложена трахиандезибазальтами.

2. Оливин из пород обоих силлов характеризуется высокой железистостью и отвечает феррогортонолиту ( $Fo_{27-31}$ ). Плагиоклаз имеет обратную зональность: центральная часть зерна сложена андезином ( $An_{42-52}$ ), а краевая часть и микролиты сложены андезин-лабрадором ( $An_{51-52}$ ). Такая зональность может возникнуть при снижении давления в ходе кристаллизации родоначального расплава, связанном с его подъемом к поверхности.

Клинопироксен майзасского силла содержит больше CaO – 16.1–18.7 мас. %, FeO\* – 14.5– 18.7 мас. %, а клинопироксен сыркашевского силла содержит больше  $Al_2O_3 - 1.0-1.7$  мас. %.

3. Состав закалочных зон силлов, вероятно, соответствовал внедрившемуся исходному расплаву, а потому сыркашевский силл образовался из более основного расплава, чем майзасский силл. (табл. 1).

Анализы минералов выполнены на электронном микроанализаторе Camebax-Micro в ИГМ СО РАН, г. Новосибирск, аналитики – Е.Н. Нигматулина, Л.Н. Поспелова.

Работа выполнена при финансовой поддержке Совета при Президенте РФ (МК-4851.2011.5, НШ-65458.2010.5).

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- 1. Федосеев Г.С., Сотников В.И., Рихванов Л.П. Геохимия и геохронология пермотриасовых базитов западной части Алтае-Саянской складчатой области // Геология и геофизика. 2005. Т. 46, № 3. С. 289–302.
- 2. Кутолин В.А. Трапповая формация Кузбасса. Новосибирск, 1963. 117 с.
- 3. Петрографический кодекс. Санкт-Петербург. 2009. 199 с.
- 4. Leake B.E. et al. Nomenclature of amphiboles: report of the Subcommittee on amphiboles of the International Mineralogical Association, Commision on new minerals and mineral names // Canadian Mineralogist. 1997. V. 35. P. 219–246.
# МЕТАСОМАТИЗИРОВАННЫЕ РИОЛИТЫ И ДАЦИАНДЕЗИТЫ ИЧИГИН-УННЕЙВАЯМСКОГО РУДНОГО РАЙОНА (ЗАПАДНО-КАМЧАТСКО-КОРЯКСКИЙ ВУЛКАНИЧЕСКИЙ ПОЯС)

### © 2011 г. В. М. Никитина

Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им.А.Г.Карпинского (ВСЕГЕИ), Санкт-Петербург, bmv-2015@yandex.ru

Ичигин-Уннэйваямский рудный район охватывает правобережье р. Куюл с бассейнами ее правых притоков – рек Уннэйваям и Ичигиннываям, в его пределах развиты образования андезит-дацитриолитовой вулканической формации эоцена-олигоцена, ареалы ее интрузивных комагматов и связанные с последними рудопроявления золота и серебра. Эти вулканические образования подстилаются терригенными и вулканогенно-кремнистыми породами верхнего мела и перекрыты рыхлыми четвертичными отложениями. Фациальные границы между лавами и вулканогенно-осадочными образованиями размыты в связи с их обширной и значительной гидротермальной переработкой, они картируются по переходам реликтовых кластических текстур пород в преимущественно порфировые.

Эоцен-олигоценовые эффузивы, относящиеся к велолныкской серии имеют широкое распространение. Различные по составу покровы не выдержаны по мощности и часто выклиниваются, эффузивы кислого и среднего составов переслаиваются без какой-либо определенной закономерности. Их прорывают экструзивно-жерловые субвулканические тела среднего состава.

В период полевых работ 2009 г. большое внимание уделялось поисковым работам Au-Ag минерализации в районе г. Вивипильтунуп (236.1 м). Первые данные об обширных зонах метасоматически измененных пород в среднем течении р. Куйвиваям с повышенными содержаниями золота и серебра были получены в результате геологической съемки масштаба 1:50 000 (Михайлов, 1970). В полях монокварцитов и каолинит-кварцевых вторичных кварцитах были обнаружены кварцевые жилы 1-3 м по мощности, приуроченные к разрывным нарушениям и тектонически-ослабленным зонам. На космоснимках четко фиксируется кольцевая структура диаметром 12 км (ВТС II порядка) с концентрически-зональными разломами. К сериям субпараллельных разломов ВТС II порядка и сдвиговым дислокациям приурочены поля развития гидротермально измененных пород – аргиллизитов и вторичных кварцитов [Проект..., 2007]. Помимо тектонического фактора, поля вторичных кварцитов контролируются крупным куполовидным субвулканическим телом, залегающим на глубине непосредственно в районе г. Вивипильтунуп, определяя ее очертания, и не вскрытым современным уровнем эрозии (западнее г. Вивипильтунуп расположено штокообразное тело дациандезитов (сателлит), площадь выхода на поверхность которого в диаметре около 300 м). Ареалы распространения монокварцитов тяготеют к центральной, северовосточной и восточной частям г. Вивипильтунуп. Комплекс метасоматитов обладает ярко выраженной зональностью, которая определяется развитием монокварцитов в непосредственной близости от границ субвулканического тела и зон концентрации разломов, на удалении от которых монокварциты сменяются сначала аргиллизитами, а затем аргиллизированными породами (рис. 1). Метасоматические изменения затрагивают не только покровную фацию, но и субвулканические тела дациандезитов. Гидротермальные процессы проявлены наиболее полно в стыковых точках разнонаправленных разломов. Метасоматические образования можно разделить на три основные типа: 1) пропилитизированные породы, пропилиты; 2) аргиллизированные породы; 3) вторичные кварциты, вмещающие кварцевые жилы с сульфидами.

Площадная пропилитизация была наиболее ранним процессом, она охватывает, в основном, субвулканические дациандезиты. Процесс пропилитизации выражается в появлении в них новообразованных минералов в количестве 10–80%: фемические минералы замещаются актинолитом, кальцитом, хлоритом, эпидотом, плагиоклаз – соссюритом, клиноцоизитом, образуется вторичный кварц.

Плагиоклаз-роговообманковый дациандезит пропилитизированный Структура: порфировая, полнокристаллическая. Вкрапленники составляют 10–15% породы. Среди них около 90% зональный плагиоклаз от лабрадора до андезина. Плагиоклаз представляет собой досковидные кристаллы, призматического габитуса, размером до 2 мм в поперечнике. Кристаллы сильно деформированы (трещиноватость, волнистое погасание). Зональность плагиоклаза обусловлена альбитизацией, проявившейся во время метасоматоза. Зональность в плагиоклазе прямая. В центре зерна более разрушены, чем на периферии. Плагиоклаз в породе представлен несколькими генерациями (2–3). Вкрапленники пла-









Рис. 2. Графики кларков концентраций химических компонентов метасоматически измененных пород в районе г. Вивипильтунуп.

Названия пород указаны в табл. 1. Породы на графике расположены в порядке увеличения содержания кремнезема. За эквивалент принят состав риолита для покровных образований велолныкской серии и андезита для субвулканических тел [Петрографический кодекс ..., 2009].

гиоклаза кристаллизовались первыми, позднее они перестали отвечать условиям равновесия системы и подверглись резорбции. За счет коррозии расплава они утратили четкие кристаллографические очертания (приобрели овальные контуры). Расплав проникал также и по трещинам спайности, обуславливая появление вростков более поздних порций расплава (минералов, которые сейчас находятся в основной массе) в некоторых центральных частях зерен плагиоклаза. Затем выделялся фемический минерал и плагиоклаз второй генерации (олигоклаз № 28), представленный таблитчатыми кристаллами, размером до 0.1 × 0.5 мм, хорошо ограненными. Остальная часть вкрапленных зерен (около 10%) полностью замещена вторичными минералами (в большей степени хлоритом и карбонатом), реликтов первичных зерен не обнаружено; но исходная форма зерен

Таблица 1. Названия пород

сохраняется, она представлена сечениями призмы и пинакоида, характерными для амфиболов. Основная масса: микролитовая. Структура основной массы трахитоидно-войлочная. Представлена игольчатым плагиоклазом (еще более кислого состава), калиевым полевым шпатом, который заполняет интерстиции между плагиоклазом, создавая впечатление монцонитоидной структуры. Иголочки плагиоклаза в основной массе располагаются таким образом, что обволакивают вкрапленники. Акцессорные минералы: циркон, апатит, рудные. Характерной особенностью пропилитов малых глубин (приповерхностные 200-300 м) является устойчивость первичного плагиоклаза, при полном замещении цветных минералов. Хлорит-карбонатные псевдоморфозы, как было сказано выше, полностью замещают первичный фемический минерал (амфибол), также внутри каж-

NºNº	Шифр пробы	Название породы
1	V 1575	пропилитизированный дациандезит
2	V 29-2	аргиллизированный туффит
3	V 1562/9	Ser-Q метасоматит с гидроок. Fe по туфу риолитового состава
4	V 1562/6 (1)	Ser-Q метасоматит по туфу риолитового состава
5	V 1563/1	Ser-Q метасоматит по туфу риолитового состава
6	V15-14	Ser-Q метасоматит по туфу риолитового состава
7	V 14-15/2	Ser-Q метасоматит по туфу риолитового состава
8	V 1564/2	Q-Ser метасоматит по игнимбриту риолитового состава
9	V 14-13	Q-Ser метасоматит по игнимбриту риолитового состава
10	V15-13/1	монокварцит по туфу риолитового состава с гидроок. Fe
11	V 28	монокварцит по туфу риолитового состава
12	V 26	монокварцит по туфу риолитового состава
13	V 27	монокварцит по туфу риолитового состава
14	V 1562/12	монокварцит с тонкой Sulf вкрапленностью

ВУЛКАНИЗМ И ГЕОДИНАМИКА, Екатеринбург, ИГГ УрО РАН, 2011



Рис. 3. Спектр распределения редких земель.

Содержания редких земель в примитивной мантии взяты из работы Sun, McDonough (2001). Названия пород указаны в табл. 1.

дого такого измененного зерна наблюдаются зернышки титанита. Таким образом, можно предположить, что исходный амфибол был титаносодержащим (керсутит). Также вторичные минералы заполняют трещины, прожилки в породе.

Риолит аргиллизированный Структура порфировая со стекловатой основной массой. Текстура породы флюидальная. В порфировых выделениях зерна кварца изометричной формы, таблички плагиоклаза (олигоклаз), единичные лейсты калиевого полевого шпата и редкие темно-бурые листочки биотита. Общее количество вкрапленников достигает 30–40% объема породы. Основная масса сложена кислым стеклом. Риолиты в значительной степени изменены, проявлен процесс аргиллизации. Чистыми остаются только зерна кварца

Преимущественно нейтральные, субщелочные по химизму растворы, приводящие к пропилитизации пород, сменяются слабокислыми растворами и началом процесса аргиллизации. Аргиллизация захватывает обширную площадь (до 30% от площади участка), обнаруживает приуроченность к разноориентированным системам разломов и характеризуется появлением аргиллизированных пород и полнопроявленных серицит-кварцевых, каолиниткварцевых метасоматитов. Породы визуально имеют белый, белесо-оранжевый, оранжевый до вишнево-красного цвет. В серицит-кварцевых, каолинит-кварцевых метасоматитах первичные структуры, как правило, полностью исчезают.

Минеральный состав аргиллизированных пород сводится к ассоциации слюдистых минералов

 серицита, гидросерицита и каолинита с кварцем, который чаще всего слагает мелко- и криптокристаллические агрегаты. Структуры их реликтовые кластические, микрогранобластовые, лепидогранобластовые. Аргиллизированные породы и вторичные кварциты связаны между собой рядом переходных разностей, с разными относительными количествами вторичных слюдистых минералов и кварца. Поля развития вторичных кварцитов (также как и аргиллизированые породы) тяготеют к зонам концентрации разрывных нарушений, а также к надапикальным частям субвулканического тела дациандезитов. Вторичные кварциты представляют собой крепкие, плотные, монолитные породы белого, серовато-белого, желтовато- и красноватосерого цветов. Для них характерны натечные колломорфные, ноздреватые, массивные или пористые, с мелкими друзовыми агрегатами на стенках пустот и полостей текстуры. В некоторых образцах вторичных кварцитов сохраняются признаки обломочного строения. Под микроскопом вторичные кварциты представляют собой гранобластовый агрегат кварца, наблюдаются псевдоморфозы по полевым шпатам и вулканическому стеклу. Эти псевдоморфозы нередко сохраняют контуры замещенных таблитчатых вкрапленников полевых шпатов, в других же случаях они приобретают неправильные очертания. Вкрапленники кварца обычно сохраняют свою форму, в частности свойственные им "бухтообразные заливы", однако на них нередко нарастает кайма метасоматического кварца.

#### НИКИТИНА

Преобразованию исходных пород способствовали тектонические подвижки, разломы являются поствулканическими, но предшествующими метасоматической деятельности. На это указывают признаки, присущие более поздним минералам: деформация слюды (мусковита), волнистое погасание кварца. Вероятно, по разрывным нарушениям и поступали гидротермальные растворы, которые привели к метасоматическим изменениям.

По результатам силикатного анализа построены графики кларков концентраций химических компонентов метасоматически измененных пород района. На рис. 2 видно, что в составе метасоматитов наблюдаются пониженные содержания щелочных элементов. Содержания Na<sub>2</sub>O, CaO, K<sub>2</sub>O ниже нормы. Из этого можно сделать вывод, что в данном районе преобладал кислотный (не щелочной) характер растворов или (и) происходил вынос щелочей. Конечным продуктом такого метасоматоза являются монокварциты, на промежуточной стадии образуются серицит-кварцевые метасоматиты, об этом также свидетельствуют графики кларков концентраций SiO<sub>2</sub> и Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>.

Построены спектры распределения редкоземельных элементов в метасоматически измененных породах уч. Вивипильтунуп (рис. 3). Тренды распределения РЗЭ в магматических породах контролируются их содержанием в минеральном источнике и равновесиями минерал-расплав, имеющими место в процессе его эволюции. Европиевая аномалия, особенно в кислых магмах, контролируется главным образом полевыми шпатами, так как Eu (II) является совместимым элементом в плагиоклазе и калиевом полевом шпате. Если при образовании породы в результате процессов фракционной кристаллизации или частичного плавления плагиоклаз остается в источнике, то наблюдается отрицательная европиевая аномалия в расплаве. В кислых расплавах акцессорные фазы, такие как сфен, циркон, алланит, апатит и монацит, могут сильно влиять на тренды распределения РЗЭ, и, хотя в большинстве случаев они присутствуют в породах в очень малых количествах (часто <1%), их очень высокие коэффициенты распределения позволяют полагать, что присутствие этих минералов в источнике может значительно влиять на характер кривых распределения РЗЭ [Скляров и др., 2001]. Согласно петрографическим исследованиям, основной акцессорный минерал в изучаемых породах – циркон. Присутствие циркона приводит к деплетированию тяжелых РЗЭ. На рис. 3 приведены спектры распределения разных по составу пород. Схожесть графиков может объясняться двумя причинами: 1) отражает факт принадлежности к одному источнику магмы; 2) редкоземельные элементы концентрируются в одних и тех же минералах. В образце V 28 наблюдается существенный вынос легких редкоземельных элементов, а содержание тяжелых близко к их количеству в других образцах. Порода, представленная в образце V 28 является конечным продуктом метасоматоза, это плотные разности монокварцитов. Можно предположить, что в данном случае вынос легких редкоземельных элементов результат метасоматоза.

Рудная минерализация генетически связана с пульсационным, стадийным метасоматическим процессом, преобразующим вулканиты покровной фации и субвулканические образования участка; находится в сером кварце (цвет которого "создают" сульфиды), ее содержание незначительно (до 1–2%). Она представлена мелкими выделениями неправильной формы, скелетными сростками рудных минералов. Среди сульфидов и сульфосолей преобладают следующие минералы: арсенопирит, антимонит, галенит, пирротин, бертьерит, пирит, ковеллин. При их окислении образуются самородная сера, скородит (по арсенопириту), валентинит (по антимониту).

- Петрографический кодекс России, 3 издание. СПб.: ВСЕГЕИ, 2009.
- Проект на выполнение работ по объекту № 1-15-07 "ГДП-200 листов Р-58-ХХVІІ, ХХVІІІ (Тклаваямская площадь). Кравченко Л. И., Безрукова Л. А., Петропавловск-Камчатский, 2007.
- Скляров Е. В. и др. Интерпретация геохимических данных: Учеб. пособие / Под ред. Е. В. Склярова. М.: Интермет Инжиниринг, 2001. 288 с.

## МАНТИЙНЫЕ ИСТОЧНИКИ И РТ УСЛОВИЯ ГЕНЕРАЦИИ ВЫСОКО- И НИЗКО-ТІ РАСПЛАВОВ МЕЗОПРОТЕРОЗОЙСКОЙ КАМСКО-БЕЛЬСКОЙ КРУПНОЙ МАГМАТИЧЕСКОЙ ПРОВИНЦИИ (ЗАПАДНЫЙ СКЛОН УРАЛА)

© 2011 г. А. А. Носова\*, Л. В. Сазонова\*\*, А. В. Каргин\*, В. М. Горожанин\*\*\*, Ю. О. Ларионова\*, С. Г. Ковалев\*\*\*

<sup>1</sup>ИГЕМ РАН, nosova@igem.ru <sup>2</sup>МГУ им. М.В.Ломоносова, Москва, sazonovalv52@mail.ru <sup>3</sup>Институт геологии УНЦ РАН, Уфа, gorozhanin@anrb.ru

Мезопротерозойская Камско-Бельская магматическая провинция (КБП), выделяемая на восточной окраине Восточно-Европейской платформы (ВЕП), соответствующая Волго-Уральской области и Башкирскому антиклинорию (БА), занимает площадь не менее 500 × 500 км. Она объединяет как плутонические разности пород, так и вулканические: эффузивные (машакская и шатакская свиты) и субвулканические (многочисленные рои даек и силлов).

Изучение пикритов – пород, наиболее близких к первичным расплавам, позволило показать плюмовую природу мезопротерозойского магматизма востока ВЕП (Носова и др., 2010). Воссозданию полной картины развития и характера мезопротерозойского плюмого магматизма этой области может способствовать детальное изучение базит-пикритовых пород, слагающих многочисленные маломощные субвулканические тела (жилы, рои даек и силлов). Детальное изучение субвулканических пород базит-пикритового состава показало, что в КБП, как и в большинстве фанерозойских крупных магматических провинциях, присутствуют породы двух геохимических типов: высокотитанистые (HTi) и низко-титанистые (LTi).

По набору главных породообразующих минералов и структурным характеристикам НТі и LTi породы мало отличаются друг от друга. Их основное различие заключается в составе таких главных минералов, как Ol, Cpx и Opx, а также в некоторых особенностях Fe-Ti рудных минералов. Ol из HTi пикритов характеризуются меньшей Мg# (от 0.89 до 0.67) и при этом имеют более высокие концентрации NiO (от 0.32 до 0.47 мас. %), тогда как для *Ol* из LTi пикритов Mg# изменяется от 0.91 до 0.66 при NiO от 0.25 до 0.44 мас. %. Ядра вкрапленников Срх и Орх из пород, принадлежащих к НТі типу, всегда содержат более высокие концентрации Ті по сравнению с пироксенами пород LTi типа. Главное различие для Срх из пород этих типов заключается в степени фракционирования тяжелых РЗЭ. В породах LTi типа отношение (Dy/Yb)<sub>n</sub> в Срх составляет 0.9–1.1, а в Срх из пород НТі типа лантаноиды более интенсивно фракционированы в области тяжелых РЗЭ и имеют высокие отношения (Dy/Yb)<sub>n</sub>-

1.3–2.0. В LTi и некоторых HTi породах суммарное количество Mt, Ti-Mt, Ilm не превышает 3–5%, и они кристаллизуются на последних этапах становления породы. В части HTi базитов содержание Fe-Ti оксидов иногда возрастает до 10–15%, за счет появления поздней генерации Ilm и Ti-Mt.

Геохимические различия НТі и LTi пород сводятся к различиям Ti/Y отношения, которое для НТi пород (TiO<sub>2</sub> > 1.5 мас. %) > 400; а для LTi пород (TiO<sub>2</sub> < 2 мас. %) Ti/Y < 400, а также степени фракционирования тяжелых лантаноидов: отношения (Gd/Yb)n и (Dy/Yb)n для НТi пород составляют 1.62–4.08 и 1.31–2.43, соответственно, а для LTi – 1.23–1.51 и 1.01–1.26, соответственно. Характерной геохимической чертой пород КБП является отрицательная аномалия Nb на мультиэлементных диаграммах, которая для LTi разностей варьирует от 0.7 до 0.9, а для HTi – от 0.3 до 0.7 и в отдельных случаях составляет >1.

Значения єNd(t) в породах КПБ лежат преимущественно в отрицательной области либо достигают небольших положительных значений, причем эти значения сильно варьируют для LTi пород и имеют в них менее радиогенный характер, и в меньшей степени они варьируют для HTi пород, в которых изотопный состав Nd более радиогенный; отмечается корреляция изотопного состава Nd и Sr, т.е. для пород с менее радиогенным Nd характерен более радиогенный изотопный Sr.

Такие особенности химического состава пород, как обогащение легкими лантаноидами, высокие отношения LREE/HFSE, отрицательная Nbаномалия на мультиэлементной диаграмме, низкорадиогенный изотопный состав Nd, высокие значения  $\delta^{18}$ О являются индикаторами контаминации внутриплитных пород коровым материалом. Все эти признаки характерны для пород КБП (Носова и др., 2010). В результате расчетов родоначальных модельных расплавов исходя из содержания элементов-примесей в Срх было обнаружено (Носова и др., 2010; Сазонова и др., 2011), что реликтовые высокомагнезиальные ядра в некоторых зернах Срх равновесны расплавам, в которых не было дефицита Nb, тогда как в модельных расплавах, равновесных ядрам более поздних генераций, промежуточным и краевым зонам зерен Срх, содержание Nb резко падает. Таким образом, отрицательная аномалия Nb в породах внутриплитных базитов и пикритов КБП является геохимической особенностью, приобретенной в процессе эволюции расплава и контаминации его веществом земной коры (или смешивания производных родительского расплава с расплавами, возникающими в земной коре). При этом контаминация проходила за счет AFC механизма; причем в большей степени этот процесс затронул расплавы LTi типа.

Оценка составов родоначальных расплавов для пород HTi и LTi типов показала существенные петрохимические различия. Родоначальные расплавы LTi типа (MgO около 19 мас. %, mg# = 0.77) сопоставимы с высокомагнезиальными первичными расплавами, предполагаемыми для пикритов из внутриплитных провинций. Родоначальные расплавы HTi типа (MgO около 17 мас. %, mg# = 0.70) имели более высокие концентрации Fe, что при пониженных содержаниях  $Al_2O_3$  и CaO и повышенных TiO<sub>2</sub>, Na<sub>2</sub>O и P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> позиционируют их как ферропикритовые.

В последнее время появляется все больше свидетельств того, что важным компонентом мантийного источника плюмовых магм могут быть пироксениты, появление которых связано с метасоматической переработкой перидотитового субстрата расплавами, возникающими при плавлении эклогитовых фрагментов в восходящей струе плюма. Оценить вклад пироксенитового источника можно, используя величину Ni\* = Ni/(Mg/Fe)  $\times$  10 в оливине, параметризованную для определения доли расплава из пироксенитового источника в валовом составе расплава (Sobolev et al., 2007). Для фенокристов Ol из НТі пикритов северной части КБП (лысогорский комплекс тараташского блока) значения Ni\* изменяются от 1.48 до 2.60 при среднем – 1.93 (стандартное отклонение 0.30, 32 анализа), что указывает на преобладание пироксенитового источника для родительских расплавов. Значения Ni\* для Ol из LTі пикритов южной части КПБ (силл Ишля-1) колеблются от 0.72 до 1.19, при среднем – 0.92 (стандартное отклонение 0.16, 16 анализов), что указывает на преимущественно оливиновый состав рестита и, соответственно, перидотитовый источник выплавления родительских расплавов.

Геохимические характеристики как пород, так и клинопироксенов из них, указывают, что расплавы, принадлежащие к НТі и LТі типам, формировались в равновесии с реститом различного состава. По степени фракционирования тяжелых РЗЭ все рассчитанные по Срх модельные расплавы, как и породы КБП, делятся на две группы: модельные расплавы, в которых величины (Dy/Yb)<sub>n</sub> выше, равновесны Срх из пород, отнесенных к НТі разностям, и наоборот, низкие величины (Dy/Yb)<sub>n</sub> соответствуют рассчитанным расплавам, равновесным Срх из пород LTi типа. Для HTi пород с  $TiO_2 > 1.5$  мас. % характерны значения отношений Ti/Y > 400 и  $(Gd/Yb)_n > 1.5$ , достигающие 3.6, тогда как LTi породы с  $TiO_2 < 2$  мас. % характеризуются Ti/Y < 400 и  $(Gd/Yb)_n < 1.5$ . Эти различия в содержаниях и уровне фракционирования тяжелых РЗЭ очевидно отражают выплавление первичных расплавов HTi-типа в равновесии с гранат-содержащим реститом, а первичных расплавов LTi типа – в условиях равновесия со шпинель-содержащим реститом.

Таким образом, петро- и геохимические характеристики, как пород, так и Ol и Cpx из них, указывают, что расплавы, принадлежащие к HTi и LTi типам, формировались из различных по фазовому составу мантийных субстратов в равновесии с реститом различного состава. Для HTi расплавов предполагается пироксенитовый субстрат и гранатсодержащий рестит, а для LTi расплавов – перидотитовый субстрат и преимущественно шпинельсодержащий рестит.

Потенциальная температура мантии Тр для КБП оценивается в 1565°С, что близко к оценкам Tp = 1550°C, обычно принимаемым для осевой части восходящего плюма. Полученные Т-Р оценки указывают, что LTi расплавы были агрегированы из выплавок, формировавшихся в интервале от Р<sub>0</sub> около 4 ГПа до Р<sub>f</sub> около 1.7 ГПа при высоких степенях плавления (F = 0.32). Частичное плавление пироксенитового субстрата НТі базитов начиналось на больших (на 15-25 км) глубинах и, вероятно, было блокировано при достижении подошвы литосферы при Р около 3 ГПа. Полученные Т-Р оценки указывают на то, что HTi и LTi расплавы формировались под литосферой различной мощности: при формировании НТі расплавов мощность литосферы была значительной (около 150 км), а при генерации LTi расплавов она была сильно сокращенной (около 60 км).

Если рассмотреть пространственное распределение в пределах БА пород выделенных НТі и LTi петрогенетических типов, то можно установить определенную закономерность их проявления в пределах провинции. В северной части КБП локализованы только породы НТі типа, причем они отличаются наиболее высокими содержаниями Ti, значениями Ti/Y отношения и уровнем фракционирования тяжелых лантаноидов. Эта зона (северный сектор) охватывает проявления Тараташского блока и простирается примерно до широты южной оконечности Кусино-Копанской группы интрузивов. Именно здесь магматизм носит выраженный бимодальный характер, с присутствием крупных гранитоидных интрузивов (Рябиновский, Губенский), в том числе гранитоидов рапакиви (Бердяуш) и субщелочных пород Сибирки. Далее в югозападном направлении (центральный сектор) геохимические характеристики НТі пород изменяют-

ся в сторону снижения отмеченных выше показателей и в подчиненном количестве появляются породы LTi типа. При дальнейшем продвижении в том же направлении количество проявлений LTi типа возрастает, при подчиненной доли пород НТі типа. Кислый магматизм представлен полями риолитов (кувашский комплекс) и южнее риолитовыми горизонтами кузъелгинской подсвиты машакской свиты и Ахмеровским гранитным массивом. Южная граница этой зоны может быть проведена по широте между хребтами Машак-Юша и Шатак. Южнее (южный сектор) были встречены породы только LTi типа. Другими словами, на севере БКП распространены производные плавления преимущественно пироксенитов, а при смещении на юг наблюдаются пространственное совмещение производных пироксенитовых (Бакало-Саткинский район, машакский комплекс на хребтах Машак и Юша, силлы р. Лапышта) и перидотитовых (машакский комплекс на хребте Шатак, Ишлинская площадь) источников с преобладанием последних в южном направлении (Кургасская площадь).

Изотопные датировки свидетельствуют, что формирование LTi базитов и пикритов происходило несколько позднее (не менее 10-15 млн. лет, учитывая ошибки измерения), чем становление НТі разностей пород. Установленная петролого-геохимическая зональность является следствием эволюции процессов плюмового магматизма, развивавшихся, возможно, не только в пространстве, но и во времени, так как по направлению с севера на юг наблюдается уменьшение глубин образования родительских расплавов и их омоложение. Такая зональность указывает на высокую вероятность существования литосферной ступени под областью центрального сектора провинции. Эта ступень могла существовать уже до подъема плюма и тогда при достижении им подошвы литосферы, как это следует из результатов термомеханического моделирования (Burov et al., 2007), ее топография могла привести к значительным нарушениям сферической геометрии головы плюма и деламинации литосферы. "Атака" плюма в область сочленения более тонкой "горячей" и более мощной "холодной" литосферы продуцирует сильную эрозию мощной литосферы и сдвиг ее границы вглубь мощной плиты, что сопровождается погружением в область частичного плавления в голове плюма фрагментов мантийной литосферы и нижней коры (Burov et al., 2007), причем присутствие в составе плюма пироксенитов значительно усиливает этот эффект (Соболев и др., 2009). Этот механизм может обеспечить существенный вклад корового вещества в генерируемые плюмом расплавы; возможно, именно таким образом, т.е. плавлением деламинированного блока литосферы с надсубдукционными характеристиками можно объяснить некоторые особенности геохимии (в частности, сильный дефицит Nb) LTi базитов.

Наши исследования показали, что интерпретация зонального пространственно-временного распределения высоко- и низкотитанистых базитов в Камско-Бельской крупной магматической провинции возможна только на основе сложной модели плюм-литосферного взаимодействия. Модель, объясняющая формирование КБП, должна включать такие факторы как: гетерогенный состав воздымающегося плюма, в котором присутствовали эклогитовые фрагменты рециклированной коры, плавление которых приводило к появлению гибридных пироксенитов, вероятную литосферную ступень в области плюм-литосферного взаимодействия, значительную эрозию литосферы и погружение в область частичного плавления в голове плюма фрагментов мантийной литосферы и нижней коры.

Исследования поддержаны грантом РФФИ 09-05-00481-а.

- 1. Носова А.А., Сазонова Л.В., Горожанин В.М., Кузьменкова О.Ф. Мезопротерозойсие оливиновые габбронориты Башкирского антиклинория, Южный Урал: родоначальные расплавы и особенности эволюции магм // Петрология. 2010. № 1. С. 53–87.
- Сазонова Л.В., Носова А.А., Ларионова Ю.О., Каргин А.В., Ковалев С.Г. Мезопротерозойские пикриты восточной окраины Восточно-Европейскоой платформы и Башкирского антиклинория: петрогенезис и особенности составово оливина и клинопироксена // Литосфера. 2011. № 3.
- Соболев А.В., Соболев С.В., Кузьмин Д.В., Малич К.Н., Петрунин А.Г. Механизм образования сибирских меймечитов и природа их связи с траппами и кимберлитами // Геология и геофизика. 2009. № 12. С. 1293–1334.
- Burov E., Guillou-Frottier L., d'Acremont E., Le Pourhiet L., Cloetingh S. Plume head–lithosphere interactions near intra-continental plate boundaries // Tectonophysics. 434. 2007. 15–38.

# УЛЬТРАМАФИТОВЫЕ ДАЙКИ В САКАРКИНСКОМ АККРЕЦИОННОМ КОМПЛЕКСЕ СИХОТЭ-АЛИНЯ

### В. С. Приходько, Л. Л. Петухова

Институт тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН, г. Хабаровск, vladimir@itig.as.khb.ru

Дайки различного состава широко представлены в юрском аккреционном комплексе Сихотэ-Алиня, который протягивается широкой полосой в северовосточном направлении от южного побережья Приморья до нижнего течения р. Амур. Согласно (Щека, 1977) выходы пород меймечит-пикритового комплекса в этой тектонической структуре также располагаются вдоль субмеридиональной полосы, пересекающей с севера на юг Сихотэ-Алинь. При дальнейших исследованиях было уточнено, что проявления меймечитов встречаются начиная с широты г. Советская гавань до широты г. Дальнереченска, а южнее, дайковый комплекс представлен различными лампрофирами. В северном Сихотэ-Алине, уже в пределах Журавлевско-Амурского раннемелового террейна известны трубки взрыва лампрофиров (?).

К настоящему времени в Центральном Сихотэ-Алине изучено с разной степенью детальности шесть выходов меймечитов. Обычно они представлены силлами и дайками (Катенский, Барахтинский, Матайский и др.), только в одном местонахождении, наряду с дайками и силами, обнаружены трубки взрыва меймечитов (Анюйский разрез). Данные о изотопных возрастах меймечитов Сихотэ-Алиня практически отсутствуют. Мы располагаем результаты датированию меймечитов Барахтинского разреза с помощью К-Аг метода. Изотопный возраст меймечитов составляет 134.4 ± 1.0 млн. лет.

Меймечиты являются крупнопорфировыми породами. К парагенезису минералов-вкрапленников относятся оливин и хромшпинелид, очень редко клинопироксен. Основная масса меймечитов сложена стеклом, рудным веществом (ильменитом, магнетитом), микролитами клинопироксена. Количественно-минералогический подсчет в меймечитах из разных построек показал, что содержание оливинов- вкрапленников существенно меняется. В меймечитах из Катэнского разреза оно составляет 42%, в меймечитах Барахтинского разреза – 63%, а в меймечитах Барахтинский-2 около 55%. Крупные зерна оливина (до 1.3 см) имеют близкие к идиоморфным очертания со слегка округлыми гранями, мелкие индивиды оливина (первые миллиметры), развитые вблизи контактов – вид кристаллокластов. Хромшпинелиды встречаются в виде идиоморфных кристаллов, размером от 0.1 до 1.0 мм, часто окруженных магнетитовой оторочкой, или как минеральные включения в крупных зернах оливина.

Ранее было показано (Войнова, Приходько, 2006), что меймечиты из Анюйского (І тип) и Барахтинского, Катэнского (ІІ тип) разрезов различаются по петрохимии, геохимии и минералогии.

В целом изученные меймечиты имеют близкий петрохимический состав. Вместе с тем, обнаруживаются различия по содержанию TiO<sub>2</sub> между двумя типами вулканитов (выделяются повышенной титанистостью меймечиты Анюйского участка). Намечаются определенные различия содержаний Sr, Zr и Rb в меймечитах двух выделенных групп. Оливины-вкрапленники меймечитов из этих разрезов представлены высокомагнезиальными разностями с железистостью в диапазоне 12-15%. Большинство проанализированных зерен оливина слабо зональны. В тех случаях, когда зерна оливина зональны, железистость внешней каймы достигает 20 вес. %. Содержание СаО находится в пределах 0.2-0.3 вес. %, NiO - 0.2-0.05 вес. %. Хромшпинелиды-вкрапленники изученных меймечитов характеризуются широкими вариациями состава, от титанистых хромпикотитов до хромистых ульвошпинелей. Общим для них являются: а) высокие и относительно выдержанные содержания Cr<sub>2</sub>0<sub>3</sub> и  $Fe_2O_3$  б) высокие содержания  $TiO_2$  (до 10 вес. %), в) отрицательная корреляция между Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> и TiO<sub>2</sub>. г) слабая положительная корреляция между Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> и Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>. Хромшпинелиды из вулканических ультрамафитов Анюйского участка имеют устойчиво более низкие содержания алюминия при более высоких содержаниях титана по сравнению с минералами меймечитов Барахтинского и Катэнского участков. Для первых характерно более интенсивное накопление титана с уменьшением хромистости минерала. Редкие зерна моноклинного пироксена по составу приближаются к титанистым диопсидам с небольшим количеством Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> и Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub>. Минералы зональны, направление эволюции составов заключается в возрастании ферросилитового минала, титана и алюминия. Составы ядер вкрапленников клинопироксена из меймечитов изученных проявлений близки. В клинопироксенах меймечитов Анюйского проявления наблюдается более интенсивное накопление титана в ходе эволюции магматической системы. На диаграмме CaO – TiO<sub>2</sub> – Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> фигуративные точки составов ультрамафитовых вулканитов Анюйского участка располагается вблизи поля составов кимберлитов и меймечитов Сибирской платформы, а точки составов меймечитов Барахтинского и Катэнского участков тяготеют к полю составов архейских коматиитов. Подобное сходство подчеркивается и их минералогическими характеристиками. Был сделан вывод, что в мезозойской покровно-складчатой системе Центрального Сихотэ-Алиня установлены два типа меймечитов, один из которых по своим петрогеохимическим и минералогическим характеристикам приближается к меймечитам Сибирской платформы. Вторая, более распространенная, группа сходна с меймечитами толеитовой серии, развитыми в складчатых областях. Геологическая ситуация проявления ультраосновных вулканитов, форма их тел (трубки взрыва), набор ксенолитов в них, особенности петрогеохимических характеристик, свидетельствуют о том, что эти породы формировались в постаккреционный этап эволюции.

Изучение меймечитов из новых местонахождений показало, что они заполняют промежуток в петрогеохимическом пространстве между двумя выделенными крайними типами вулканитов. Это демонстрируют данные по петрохимии и минералогии, но, наиболее наглядно это иллюстрируют данные по редкоземельным элементам. В порядке возрастания суммы лантаноидов меймечиты группируются следующим образом: наименьшие содержания установлены в вулканитах Катэнского, Барахтинского и Барахтинского-2 участков, далее следуют породы из новых объектов (Алчанский и Матайский) и замыкают с существенным отрывом вулканиты Анюйского разреза. Последние по содержанию суммы редкоземельных элементов и графику их распределения практически идентичны меймечитам из Сибирской платформы. Диаграммы в координатах содержаний Zr, Y, Nb, Ti в меймечитах свидетельствуют об участии плюмовых магматических источников в формировании дайкового комплекса меймечитов Сихотэ-Алиня.

Лампрофиры семейства альнеитов или алликитов входят в состав даек и трубок взрыва (с. Ариадное, Приморский край), близкие по составу породы были обнаружены в аллювии в бассейне р. Кедровка (п. Рощино). Вблизи с. Ариадное рассматриваемые породы слагают серию мелких даек довольно выдержанных по простиранию (близширотное) при ширине 8-10 м, протяженностью - 100-300 м. Нами такие породы были изучены на левом борту долины р. Малиновка, между руч. Падь Малая Пожига и Падь Тодохова, где они выполняют маломощную субвертикальную дайку и небольшую трубку взрыва среди юрских терригенных отложений (песчаники и алевролиты) вулканогенно-осадочной толщи ариадненской свиты. Изотопный возраст по керсутиту лампрофиров, выполненный Ar-Ar метода, показывает узкий временной интервал 152-159 млн. лет. Рассматриваемые породы представляют собой серовато-зеленоватые породы порфировой структуры и глобулярной текстурой. Вкрапленниками являются керсутит, флогопит, клинопироксен, редко хромшпинель; основная масса сложена спутанноволокнистым агрегатом керсутита, флогопита, клинопироксена, ильменита и магматического карбоната. По химическому составу они принадлежат ультраосновной группе (SiO<sub>2</sub> – 31.19–37.6 вес. %), характеризуются довольно высоким содержанием суммы щелочей, диапазон которой колеблется от 0.7% до 3.3 вес. % и относятся к калиевой серии  $(Na_2O/K_2O = 0.48-1.04)$ . Обращают на себя внимание повышенные содержания  $TiO_2$  (2.8–5.0 вес. %), FeO общ. (11.4-20.8 вес. %), CaO (6.9-13.5 вес. %), Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (4.6–9.1 вес. %) при пониженных концентрациях MgO (10.9-17.11 вес. %). На треугольной диаграмме в координатах MgO-Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-FeO слюдистые породы вместе с полярноуральскими лампрофирами попадают в поле развития альнеитов и айлилкитов. Когерентные элементы Cr, Co, Ni имеют околокларковые (Со) или более низкие концентрации и по содержанию занимают промежуточное положение между ультрабазитами и базитами. Отношение Ni/Co варьирует в интервале 4.7-6.5, тогда как в гипербазитах отношения средних содержаний никеля и кобальта колеблется в гораздо большем диапазоне 10–25, а в лампроитах – 6–16. В рассматриваемых породах отношение Cr/V изменяется незначительно – от 2.4 до 1.0, что свойственно породам семейства лампрофиров. Слюдистые породы из с. Ариадное демонстрируют высокую обогащенность легкими РЗЭ при несколько пониженном уровне накопления тяжелых элементов. Редкоземельный спектр этих пород имеет довольно пологий отрицательный наклон при слабо выраженной аномалии Gd. Суммарные содержания РЗЭ в рассматриваемых лампрофирах очень высокие (775-1017 г/т) и соизмеримы с суммарными содержаниями в лампрофирах косвожского комплекса Полярного Урала (рис.),а также с некоторыми кимберлитами, но, как правило, в десятки раз выше, чем в типичных пикритах и меймечитах. На рис. 4. отчетливо видно существенные различия в распределении РЗМ меймечитов и слюдистых пикритах Сихотэ-Алиня. По соотношениям Sm и La/Yb эти породы попадают в поле ультрмафических лампрофиров так же, как и лампрофиры косвожского комплекса Полярного Урала.(Соболева и др., 2007). Отмечается довольно сильное фракционирование легких элементов, значения параметра La/Yb варьирует в пределах 33-58. Геохимической особенностью этих пород являются повышенные концентрации высокозарядных литофильных элементамов – Ti, Sc, Ta, Nb, Zr, Hf, вследствие чего имеем высокие значения отношений Zr/Hf (43-47), Nb/Ta (14–22), что характерно для щелочных пород и кимберлитов.

Клинопироксены представлены низкоглиноземистыми диопсид-авгитами. Диапазон содержаний TiO<sub>2</sub> в пироксенах составляет 1–2.4 вес. %, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> от

1.85 вес. % до 3.5 вес. %. Крупные фенокристаллы пироксенов являются наиболее магнезиальными, а мелкие зерна клинопироксена (иголки в основной массе) характеризуются наиболее высокими содержаниями железа и титана. Na-содержащие пироксены не обнаружены, содержание Na<sub>2</sub>O только в одном образце достигает 2.74 вес. %. Кальциевые амфиболы в породах представлены титанистыми паргасит-магнезиогастингситами (от фенокристов до микролитов основной массы) а также магнезиально-железистыми и актинолитовыми роговыми обманками. Последние развиваются по клинопироксену и паргаситу. Установлена химическая зональность в крупных зернах амфибола: от центра к краям наблюдается возрастание титана, магния и уменьшение – алюминия, железа и калия. В паргаситах выявлена устойчивая отрицательная корреляция содержаний натрия с алюминием и калием.

Слюда является одним из главных породообразующих минералов и встречается как в виде крупных фенокристов, так и мелких лейст в основной массе. Их отдельные экземпляры достигают нескольких см. По химическому составу слюда попадает в поле распространения слюд из лампрофиров по (Rock N. M. S. 1986). Флогопит обогащен титаном от 1.84 до 6 вес. %, в среднем – 4.43 вес. %, диапазон содержаний Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> – 12.4–16 вес. %. В слюдах обнаружена химическая зональность, имеющая иной характер, чем у амфиболов. В ядерных участках зерен слюды более высокие содержания титана, магния и алюминия и более низкие железа и калия. Хромшпинель встречается в двух модификациях: высокотитанистая разновидность и высокохромистая безтитанистая. Точки составов титансодержащих хромшпинелидов ложатся на тренд хромшпинелидов меймечитов Сихотэ-Алиня. Ильмениты основной массы пикритов содержат незначительные количества магния, алюминия и хрома (<0.25 вес. %) при высоком содержании пирофанитовой молекулы (MnO = 5.86 вес. %). Рудные минералы представлены пиритом, халькопиритом, пентландитом, а акцессорные – апатитом, сфеном, монацитом, ортитом.

Рассматриваемые породы обнаруживают большое сходство с лампрофирами косвожского комплекса Полярного Урала. Близкий характер кривых распределения РЗЭ в лампрофирах Приморья и Полярного Урала, особенно средних и легких, может указывать на общность геохимических мантийных источников родоначальных магм. Судя по содержанию редких и редкоземельных элементов в изученных лампрофирах, можно предположить плюмовый источник их формирования.

Меймечитовые дайки с возрастом 134 млн. лет и лампрофировые тела с возрастом 155 млн. лет характеризуют постаккреционный магматизм на отдельных участках сакаркинского аккреционного комплекса Сихотэ-Алиня. Небольшая разница в изотопных возрастах океанических базальтов (140 млн. лет), впоследствии аккретированных, и пространственно ассоциирующих с ними меймечитов (134 млн. лет), в формировании исходного расплава которых принимал участие плюмовый источник, предполагает правомочность модели: плюм под зоной субдукции.

- 1. Геодинамика, магматизм и металлогения Востока Росси. Книга 1. Владивосток: Дальнаука. 2006. 572с.
- Соболева А.А., Шишкин М.А., Романова Н.В, Филиппов В.Н., Котельникова Е.А. Ультраосновные лампрофиры западного склона Полярного Урала // Вестник, Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, № 3, 2007, С. 2–7.
- 3. Щека С.А. Меймечит-пикритовый комплекс Сихотэ-Алиня // Докл. АН СССР. 1977. Т. 234, № 2. С. 444–447.
- Rock N. M. S. The Natura and Origin of Ultramafic Lamprophyres: Alnoites and Allied Rocks. Journal of Petrology. 1986. V. 27. Part 1. P. 155–196.

\_

## II. ВУЛКАНИЧЕСКАЯ ПЕТРОЛОГИЯ

# КИМБЕРЛИТЫ И ПЛАТОБАЗАЛЬТЫ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ – ВУЛКАНИЗМ НА ПРОТЯЖЕНИИ 1 МЛРД. ЛЕТ КАК СЛЕДСТВИЕ ЭВОЛЮЦИИ СУПЕРПЛЮМА

### © 2011 г. О. М. Розен

Геологический институт РАН, Москва, roseno@ilran.ru

Кимберлитовый магматизм Сибирского кратона, начавшийся в позднем докембрии, продолжался 1 млрд. лет и лишь один раз был прерван внедрением платобазальтов ("Сибирские траппы") 250 млн. лет назад. Предполагается, что кимберлиты и базальты поступали из плюмов, первый из которых возник вследствие субдукционного погружения океанической литосферы Палеоазиатского океана под Сибирский кратон, а последующие, вплоть до раннего мела, – вследствие спонтанной экзотермической реакции перехода перовскита мантии в постперовскит слоя D" на границе ядро – мантия (СМВ).

Кимберлиты не всегда рассматриваются как проявления плюмового магматизма в силу их малого объема [Condie, 2001]. Вместе с тем очевидно, что кимберлиты, как проявления почти мгновенного перемещения вещества из глубин мантии на поверхность, обусловлены термальной конвекцией внутри силикатной мантии, то есть, по-существу, плюмовым процессом. Результаты анализа петрологических аспектов проявления плюмов [Грачев, 2003], а также морфоструктурных соотношений воздымания плюмов и движения литосферных плит [Пучков, 2009] (обзор в [Иванов, 2006]), позволяют не повторять основ бытующих геодинамических и петрологических представлений. Отметим лишь, что кимберлиты поступали из глубин, превышающих 410–670 км, о чем свидетельствует присутствие в них мейджоритотвого граната, обнаруженного недавно также и в Сибири [Sobolev et al., 2002].

На Сибирском кратоне (термин "кратон" в данном случае соответствует представлениям о "кристаллическом основании" Сибирской платформы) плюмовая активность фанерозоя-позднего докембрия включает ряд эпизодов, случившихся 1268, 360–344, 250, 245–135 млн. лет назад (рис. 1). Указанные датировки достаточно достоверны [Розен, 2000], что особенно важно для кимберлитов (табл. 1).

Среди упомянутых эпизодов преобладают кимберлиты, но также присутствуют лампроиты (Ингаши, возраст 1268 млн. лет), и платобазальты (Тунгусские траппы), сопровождаемые щелочными ультрамафитами и карбонатитами (Маймеча) –

Таблица.1. Этапы внедрения кимберлитов Сибирского кратона по данным датирования отдельных трубок [Розен, 2000]

Район	Поле	U-Рb метод			од		Другие методы датирования *2)			
Упрощенное название района	Название	Ми- нерал *1)	Крайние зна- чения возрас- та отдельных трубок, млн.л	Число датиро- ванных трубок	Возраст внедрения и разброс наблюден- ных значе- ний, млн.л	Возраст- ной ярус этапов внедре- ния	Метод треков, циркон	Rb-Sr	K-Ar	<sup>40</sup> Ar- <sup>39</sup> Ar
Вилюйский	Мирный	1	358.1-361.5	3	$360 \pm 7$	D <sub>3</sub> fam				
Далдын-	Далдын	2	353–367	7			363–392	335–431	333-461	374–487
Алакитский	Алакит	2	358, 362	2						
	Алакит	1	344-347.7	3	346 ±2	C <sub>1</sub> tou				
Средне-	Зап. Укукит	1	344.1	1	344	C <sub>1</sub> tou				
Оленекский										
Котуйский	Харамай	2	245 ±3	1	245 ±3	T <sub>1</sub> ole	250-290	156–186, 245	227, 253	_
Куонамский	Верх. Куонамка	2	224–232	3	228 ±4	T <sub>2</sub> lad	-	348–367	-	-
	Куранах	2	193,193 ±4	2	193 ±4	J <sub>1</sub> sin	156–184	149, 206–243	152–169	-
Кутюнгдин-	Мерчемде, Мо-	1	147.7–159.3	6	153±6	J <sub>3</sub> kim				
ский	лодино, Толуоп									
	Куойка	2	148,159	2			147–165	149–179	147–228	416
	Куойка	3	128	1	135 *4)	K <sub>1</sub> hau				

Примечания. \*1) Определения возраста: 1 – по перовскиту [Кинни et al., 1997], 2 – по циркону [Дэвис и др., 1980]; 3 – геологически согласованный изотопный возраст трубки Обнаженная Куойского поля [Пирсон и др., 1997]. \*2) Многочисленные источники, перечисленные в обзорах [Зинчук и др., 2004; Griffin et al., 1999].

PO3EH



Рис. 1. Распределение и возраст проявлений мантийного магматизма в структуре Сибирского кратона [Розен и др., 2008].

Датировки кимберлитов характеризуют районы: 1270 – Ингаши; 360 – Вилюйский; 360–344 – Далдын-Алакитский; Средне-Оленекский; соответственно; 245 – Котуйский; 228 – Куонамский; 135 – Кутюнгдинский. Второстепенные плюмовые проявления не показаны. К таковым относятся Бирюса и Туманшет в Бирюсинском террейне Тунгусской провинции, породы лампроитовой серии в пределах Алданской провинции, такие как Бурпала, Мурун, Инагли, Билибинский, Кондер, Ингили, Арбрастах, Сынныр мезозойского возраста, и Хани (в Удоканской зоне) протерозойского возраста [Владыкин, 2001]). 250 млн. лет. Все эти проявления распределены по длине кратона с юго-запада на северо-восток, примерно на 2000 км, и демонстрируют последовательное омоложение в этом направлении в течение ~1.0 млрд. лет [Rosen et al., 2009]. Проявление мантийного магматизма на огромном пространстве и в течение почти миллиарда лет позволяет связывать его с суперплюмом. К категории суперплюмов [Condie, 2001] относятся плюмы с диаметром шляпы 2000–5000 км, которые известны на протяжении всей истории Земли [Abbott et al., 2002] и нередко продолжали активно функционировать на протяжении миллиардов лет (например [Eriksson et al., 2002]).

Раннетриасовый этап (250 млн. лет назад) занимает особое место. Тогда во времени и пространстве кратона совместились внедрения 1 – платобазальтов, 2 – щелочно-ультраосновных магм с карбонатитами, и 3 – кимберлитов. Первые два поступали по-видимому из тех вторичных базальтовых плюмов, которые отделились от головы главного плюма, остановившегося у подошвы холодного и тугоплавкого литосферного киля (модель предложена в работе [Dobretsov et al., 2008]).

Генерация кимберлитового расплава очевидно связана с глубинным уровнем отделения вторичного плюма. Главный плюм, поднимаясь от СМВ, вероятно останавливался у первой тугоплавкой границы – в подошве зоны перехода, на границе верхней и нижней мантии (раздел 410–670 км). Прохождение через этот раздел устанавливается по присутствию высокоплотного мейджоритового граната, выявленного в кимберлитах Сибирского кратона [Sobolev et al., 2004], равно как и в лавах горячих точек: океанического плато Онтонг-Джава [Collerson et al., 2000] и Гавайских вулканов [Wirth and Rocholl 2003], хотя здесь очаг расплава находится на глубинах всего в 80 км [Condie, 2001].

Для формирования кимберлитов можно предложить следующую модель. Поднимаясь от границы мантия-ядро (СМВ), каждый такой кимберлитовый плюм останавливался на разделе 410–670 км, где он захватывал мейджорит. Далее вверх, по возможности, протискивалась только легкая фракция с мейджоритом, образуя вторичный плюм, несущий кимберлитовую магму. Поднимаясь выше, эта магма достигала подошвы литосферы (тугоплавкого литосферного киля) и внедрялась в киль уже как быстро двигающийся расплав. Двигаясь далее кверху, этот расплав по мере падения давления высвобождал газовую фазу и со взрывом внедрялся в кору уже в форме кимберлита.

Магиуата et al. [2007] и другие исследователи считают, что каждый такой единичный плюмовый эпизод состоит из ряда импульсов, как то: I – субдукция и эклогитизация океанической литосферы с образованием мегалита в мантии, например по схеме [Van der Voo et al., 1999]; II – погружение мегалита до границы ядро-мантия (CMB, core-mantle boundary) в течение ~100 млн. лет [Condie, 2001], его плавление вместе с горячим веществом горизонта D", приобретение положительной плавучести и последующий подъем в составе плюма; III – подъем плюма до литосферы или другого тугоплавкого слоя в течение 1-5 млн. лет [Dobretsov, 2008] или 30-100 млн. лет [Tackley, 2000], формирование вторичного плюма, или проводящего канала, по которому вещество плюма извергается на земную поверхность в форме расплава [Dobretsov, 2008]. Суперплюм предположительно появляется, когда несколько мегалитов обогащают некоторый домен на СМВ эклогитовыми реститами, откуда поднимаются несколько индивидуальных плюмов, а окружающая мантия приобретает дополнительный разогрев.

Другой причиной возникновения плюма на поверхности ядра может быть спонтанная, самопроизвольная экзотермическая реакция перехода перовскита из нижней мантии в постперовскит, характерный для слоя D"[Hirose, 2006]. Эта реакция происходит на поверхности СМВ, где повышение температуры придает расплавам положительную плавучесть и дает начало подъему плюмов. Реакция может распространяться непредсказуемо широко в пространстве вследствие неограниченного запаса исходных "горючих" компонентов. Параметры возникновения и прекращения этой реакции изучены недостаточно [Hirose, 2006], но учитывая ее спонтанное появление в тех или иных районах в разное время, можно допустить, что она возникает и прекращается самопроизвольно и вполне возможно - периодически. Охватывая значительные площади именно эта реакция, в конечном счете, приводит к образованию суперплюма [Hirose, 2006]. Предположительно, в пределах Сибирского кратона эта реакция время от времени создавала плюмы, обеспечившие наблюдаемые внедрения кимберлитов и платобазальтов палеозоя и мезозоя.

Предположительно первый импульс к появлению плюма был дан субдукцией в течение неопротерозоя - начала палеозоя. Тогда интенсивно формировавшиеся в Палеоазиатском океане складчатые комплексы аккретировались с юга к Сибирскому кратону, а океаническая литосфера субдуцировалась в этом направлении под кратон. Субдуцируемая литосфера этого океана достигала СМВ предположительно в течение 66 млн. лет (скорость субдукции 6 см/год, угол погружения 45°, расстояние 3960 км). В результате реакции с веществом слоя D" возникли выплавки, составившие всплывающий плюм, который остановился у раздела 450-670 км. Здесь образовался вторичный плюм, куда протиснулись наиболее подвижные компоненты из шляпы плюма и изверглись 1278 млн. лет назад в Восточном Саяне как лампроиты Ингаши.

Затем внедрение кимберлитов повторялось в течение почти 1 млрд. лет, вплоть до 135 млн. лет на-

#### PO3EH



**Рис. 2.** Пространственное и временное распределение вулканитов и их источников на Сибирском кратоне в неопротерозое – фанерозое.

а. Структура Сибирского кратона и возрастное распределение вулканитов. б. Последовательность и предполагаемая структура плюмовых проявлений. 1 – вторичный плюм, где кимберлит захватывает мейджорит из раздела 450–670 км [Розен и др., 2010] или базальт выплавляется в неограниченных объемах на подошве литосферного киля [Dobretsov et al., 2008]; 2 – слэб эклогитизированной океанической литосферы (мегалит) погружается по зоне субдукции; 3 – расплав поднимется от слоя D' с образованием первичного плюма; 4 – область мобилизации мантии вокруг поднимающихся плюмов Сибирского супераплюма.

зад (последние кимберлиты Куойки, ранний мел), прервавшись только на внедрение траппов. Поднимаясь от СМВ, каждый такой кимберлитовый плюм останавливался на разделе 410–670 км, где он захватывал мейджорит. Далее вверх поднималась только легкая фракция с мейджоритом, образуя вторичный плюм. Последний достигал подошвы литосферы (тугоплавкого литосферного киля) и внедрялся в киль уже как быстро двигающийся расплав. При падении давления во время подъема этот расплав высвобождал газовую фазу и со взрывом внедрялся в кору уже в форме кимберлита.

Однако 250 млн. лет назад вместо кимберлитов внедрились гигантские объемы платобазальтов, сопровождаемые щелочными ультрамафитами и карбонатитами (трапповая формация). Такую смену кимберлитам можно объяснить различием в глубине формирования вторичного плюма. По-видимому, в этот раз плюм прорвался через раздел 410–670 км и остановился в подошве литосферного киля, откуда начал формироваться вторичный базальтовый плюм, образование которого обеспечивало свободное излияние неограниченного объема плюмовых расплавов базальта (модель [Dobretsov et al., 2008]).

Хотя повторная субдукция в палеозое – мезозое под Сибирский кратон с возобновлением кимберлитовой активности вполне возможна, о чем косвенно свидетельствуют опубликованные материалы [Van der Voo et al., 1999; Гордиенко, 2006; Khain et al., 2003; Кузьмичев, 2004; Rosen et al, 2009], в настоящее время недостаточно данных для доказательства такой длительной, однонаправленной, периодической субдукции, пододвигавшей океаническую кору под кратон в течение почти 1 млрд. лет. Для палеозоя и мезозоя более вероятным представляется независимый, автохтонный процесс возникновения локальных плюмов [Розен и др., 2010], рассмотренный ниже.

Первое погружение эклогитового вещества мегалита в слой D" существенно нарушило температурное равновесие. Вследствие возникшего температурного неравновесия, предположительно, началась реакция перехода перовскита из нижней мантии в постперовскит, характерный для слоя D" по модели [Hirose, 2006]. Эта спонтанная, самопроизвольная экзотермическая реакция вызывала разогрев окружающих комплексов, которые приобретали положительную плавучесть и давали начало подъему нового плюма. Реакция распространялась непредсказуемо широко в пространстве и во времени, являясь причиной возникновения плюмов, обеспечивших наблюдаемые внедрения кимберлитов и платобазальтов, смещаясь к сверо-востоку в палеозое и мезозое вплоть до раннего мела, когда внедрился последний кимберлит Куойки (рис. 2). Охватывая значительные площади, именно эта реакция, в конечном счете, приводит к образованию суперплюма [Hirose, 2006].

Очевидно, общим следствием этой совокупности процессов явилось образование Сибирского суперплюма. Он возник, когда несколько индивидуальных плюмов поднялись из некоторого домена на СМВ, где происходило выплавление, а вмещающая мантия приобрела дополнительный разогрев, что способствовало повторному возникновению новых плюмов.

В заключение, исходя из рассмотренного распределения плюмовых процессов, отметим, что прямые поиски алмазоносных кимберлитов наиболее перспективны в тех регионах Сибирского кратона, которые расположены непосредственно в пределах главного тренда миграции проявлений суперплюма, с юго-запада на северо-восток.

Финансовая поддержка поступала в грантах РФФИ 03–05–64736, 06–05–64332.

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Владыкин Н.В. Алданская провинция К-щелочных пород и карбонатитов: вопросы магматизма, генезиса и глубинных источников. Ред. Н.В.Владыкин, Щелочной Магматизм и проблемы глубинных источников. Иркутск: Изд-во ИрГТУ, 2001 с. 17–45
- Гордиенко И.В. Геодинамическая эволюция поздних байкалид и палеозоид складчатого обрамления юга Сибирской платформы. Геология и геофизика, 2006, Т. 47, № 1, С. 53.70
- Грачев А.Ф. Идентификация мантийных плюмов на основе изучения вещественного состава вулканитов и их изотопно-геохимических характеристик // Петрология. 2003. Т. 11. № 6. С. 618–654.
- 4. Дэвис Г.Л., Соболев Н.В., Харькив А.Д. Новые дан-

ные по возрасту кимберлитов Якутии, полученные урано-свинцовым методом по цирконам. – Доклады АН СССР, 1980, т. 254, с.175–179.Зинчук и др., 2004;

- 5. Иванов А.В. Обойдет ли Россию "великий спор о плюмах"? Геол. Геоф., 2006, Т. 47, № 3, С. 417–420.
- Кинни П.Д., Гриффин Б.Дж., Хеамэн Л.М. и др. Определение U-Pb возрастов перовскитов ионноионным масс-спектрометрическим (SHRIMP) методом. Геология и геофизика, 1997, т.38, № 1, с.91–99. Пирсон и др., 1997
- Кузьмичев А.Б. Тектоническая история Тувино-Монгольского массива: раннебайкальский, позднебайкальский и раннекаледонский этапы. М.: Пробел, 2004, 192 с.
- 8. Пучков В. Н. "Великая дискуссия" о плюмах: так кто же все-таки прав? // Геотектоника, 2009, № 1, С. 3–22.
- Розен О.М. Мантийный магматизм в фанерозое Сибирской платформы: некоторые ограничения на модели мантийной конвекции // Доклады АН, 2000, Т. 370, № 6, С. 785–789.
- Розен О.М., Манаков А.В., Горев Н.И., Зинчук Н.Н. Сибирский суперплюм во времени и пространстве: уточнение региональных перспектив поисков алмазоносных кимберлитов // Фундаментальные проблемы геологии месторождений полезных ископаемых и металлогении. Москва: МГУ, 2010. Т. 2, С 424–432.
- Розен О.М., Манаков А.В., Зинчук Н.Н. Сибирский кратон: формирование, алмазоносность. М.:Научный Мир, 2006, 212с
- Abbott D.H., Isley A.E. The intensity, occurrence, and duration of superplume events and eras over geological time. J.Geodyn. // 2002, v. 34, p. 265–307.
- Collerson K.D., Hapugoda S., Kamber B.S, Williams Q. Rocks from the mantle transition zone: majorite-bearing xenoliths from Malaita, Southwest Pacific, Science 288 (2000) 1215<sup>1</sup>223.
- 14. Condie K. C. Mantle plumes and their record in Earth history // Cambridge:University Press, 2001, 306 p.
- 15. Davies G.F.. A case for mantle plumes. Chinese Sci. Bull., 2005, V. 50, no. 15, P. 1541–1554.
- Dobretsov N.L. Geological implications of the thermochemical plume model. Russian Geol. Geoph., 2008, V. 49, no. 7, P. 441–454.
- Dobretsov N.L., Kirdyashkin A. A., Kirdyashkin A.G. et al. Modelling of thermochemical plumes and implications for the origin of the Siberian traps // Lithos, 2008, V. 100, P. 66–92.
- Eriksson P.G., Condie K.C., van der Westhuizen W. et al. Late Archaean superplume events: a Kaapvaal–Pilbara perspective. J.Geodyn // 2002, V. 34, P. 207–247.
- Farnetani, C.G., Samuel, H. Beyond the thermal plume paradigm. Geoph.Res. Lett., 2005, V. 32, L033711. doi: 10.1129/2005GLO22360.
- Griffin, W.L., Ryan C.G., Kaminsky F.V. et al. The Siberian lithosphere traverse, mantle terranes and the assembly of the Siberian craton. – Tectonophysics, 1999, V. 310, P. 1–35.
- Hirose K. Postperovskite phase transition and its geophysical implications // ReV. Geophys., 2006, V. 44, RG3001, doi:10.1029/2005RG000186.
- 22. Khain E.V., Bibikova E.V., Salnikova E.B. et al. The Palaeo-Asian ocean in the Neoproterozoic and early Palaeozoic: new geochronologic data and palaeotectonic reconstructions. – Precambrian Research, 2003, V. 122,

ВУЛКАНИЗМ И ГЕОДИНАМИКА, Екатеринбург, ИГГ УрО РАН, 2011

P. 329–358.

- Maruyama S., Santosh M., Zhao D. Superplume, supercontinent, and post-perovskite: Mantle dynamics and anti-plate tectonics on the core–mantle boundary. // Gondwana Research, 2007, V. 11, P. 7–37
  Rosen O.M., Manakov A.V., Gorev N.I. Do the Siberian
- 24. Rosen O.M., Manakov A.V., Gorev N.I. Do the Siberian plumes originate from several episodes of megaliths cascading to D" layer in the last 1 gyr? In Large igneous provinces of Asia, mantle plumes and metallogeny. Abstracts of the international symposium // Novosibirsk Sibprint, SB RAS, 2009, P. 262–264.
- 25. Sobolev N.V., Logvinova A.M., Zedgenizova D.A., et al. Mineral inclusions in microdiamonds and macrodiamonds from kimberlites of Yakutia: a

comparative study. Lithos 77 (2004) 225-242

- Sobolev N.V., Taylor L.A., Logvinova A.M. et al. First report of majoritic garnet diamond inclusions from Yakutian kimberlites // AGU Fall Meeting, San Francisco, 2002., F1403.
- 27. Tackley P. J. Mantle convection and plate tectonics: Toward an integrated physical and chemical theory, Science, 2000, V. 288, P. 2002–2007.
- Van der Voo R., Spakman W., Bijwaard H. Mesozoic subducted slabs under Siberia. Nature, 1999, V. 397, P. 246–249.
- 29. Wirth R., Rocholl A. Nanocrystalline diamond from the Earth's mantle underneath Hawaii. Earth and Planetary Science Letters 211 (2003) 357–369.

## МИНЕРАЛОГО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ИЗМЕНЕНИЯ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ПОРОД ВЕНДА ВОЛЫНО-ПОДОЛЬСКОЙ ОКРАИНЫ ВЕП

К. В. Руденко\*, Е. И. Деревская\*\*

\*Институт геологических наук НАН Украины, Киев \*\*Национальный научно-природоведческий музей НАН Украины, Киев

Вулканические породы трапповой формации венда (базальты, туфы базальтового состава, лавобрекчии) Волыно-Подольской окраины Восточно-Европейской плиты (ВЕП) были подвергнуты автометасоматическим изменениям, которые отобразились в хлоритизации, карбонитизации, окварцевании, цеолитизации, развитии новообразованных глинистых минералов и т. д.

Ранее Л.Г. Бернадской, О.В. Крашенинниковой, Е.К. Лазаренком и другими исследователями был изучен минералогический состав и петрографические особенности рифей-вендских образований Волыно-Подольской окраины ВЕП. Проведенные петрографические исследования пород трапповой формации венда территории Волынской рудоносной площади позволило выделить неизмененные, слабо измененные, измененные и сильно измененные разновидности базальтов [Мідь Волині, 2006].

К неизмененным базальтам (рис. 1, (1а, б)) были отнесены афанитовые базальты или базальты в которых количество миндалин не превышало 1% от объема породы, с интерсертальной, толеитовой, афировой структурой и массивной текстурой. Их минеральный состав следующий: плагиоклаз – 60–55%; клинопироксен – 25–30%; рудные минералы – 5–8%; палагонит – 1–2%, максимально до 5%; вулканическое стекло, количнство которого не превышает 5%.

К слабоизмененным базальтам (рис. 1, (2a, б)) отнесены миндалекамянные, реже афанитовые базальты, которые имеют афировую, толеитовою, интерсертальную, мелкопорфировою структуры и масивную текстуру. Минеральный состав таких пород: плагиоклаз – 45–55%; клинопироксен – 20–30%; рудные минералы – 5–8%; палагонит – до 15%.

Для измененных базальтов (рис. 1, (3а, б))отнесены миндалекаменные базальты, которые имеют афировую или порфировую структуры и миндалекамянную текстуру. Минеральный состав таких пород аналогичен к составу слабоизмененных: плагиоклаз – 45–55%; клинопироксен – 20–30%; рудные минералы – 5–8%; палагонит – до 5%, хлорит – 10– 12%, другие новообразованные минералы – 5–10%.

Для сильноизмененных базальтов характерным является наличие реликтов породообразующих минералов. Их минеральный состав: плагиоклаз – до 40%; гидроокислы железа – до 25%; полости заполненны епигенетическими нерудными и рудными минералами – до 15%, реликты темноцветных минералов – до 15%. Порода часто лейкоксенизированая, содержит рутил.

Также было установлено следующие особенности в изменении пород.

Разновидности базальтов устанавливались по изменениями которые происходили с породообразующими минералами (плагиоклазом, пироксеном, вулканическим стеклом), по присутствием их реликтов, а также по количеством (в%) палагонита, хлорита, цеолитов, анальцима, по наличию гидроокислов железа. Преобразование породы хорошо корелируется по разрезу, при этом максимальные изменения совпадают с наиболее проницаемыми зонами, к которым принадлежат лавобрекчии, туфолавы, мигдалекаменные базальты. Среди пород трапповой формации венда Волынскогой рудоносной площади установлено преобладающее распространение хлорита. За морфологично-текстурными признаками можно выделить два тесно связанных между собой типа хлоритизации.

К первому типу относятся хлорит-глинистые минералы которые распространенные в основной массе базальтов, заполняют трещины, а также выполняют цемент в туфах и туфоагломератах в связи с самородномедной минерализацией. Кварц и кальцит из миндалин, которые находятся в ассоциация с хлоритом, являются низкотемпературными образованиями, которые формировались около поверхности Земли, при давлении близком к атмосферному.

Ко второму типу были отнесены хлориты которые выполняют трещины, прожилки или газовые полости в ассоциации с цеолитами, кальцитом, самородной медью, сульфидами меди. Такие минеральные ассоциации, возможно, формировались на больших глубинах и при более высоких значениях температуры.

Большая часть самородной меди участвует в образовании рудных отложений, где она тесно ассоциирует с цеолитами, хлоритом, монтморилонитом, анальцимом, халцедоном и кварцем. Эти минералы заполняют газовые полости в кровле и подошве лавовых потоков, цементируют лавобрекчии, образуют вкрапленные рудные тела в туфах. Эти изменения магматических пород, чаще всего, относят к ав-



**Рис 1.** Фотографии структур измененного (1а, б), слабоизмененного (2а, б) и измененного базальта (3а, б) в при параллельных (а) и скрещенных николях (б). Увеличение ×72.

тометасоматическим. Изменения носят не метаморфический характер, поскольку происходят при участии воды, которая поступает в породу. Безводные минералы, такие как плагиоклазы и амфиболы, замещаются водосодержащими минералами – хлоритом, монтморилонитом, халцедоном и другими минералами. Также, необходимо сказать, что щелочной характер процесса и отсутствие дорудных изменений типу кислотного выщелачивания (аргилизитов) свидетельствует о том, что рудообразующие растворы не были "гидротермальными", то есть были генетически связанными с магматическим очагом.

Исходя из выше изложенного, систему преобразования пород можно назвать "парагидротермальной".

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

 Мідь Волині: наук. Праці Ін-ту фундаментальніх досліджень / Відп.ред. В.О. Шумлянський. Київ: Логос. 2006. 200 с.

ВУЛКАНИЗМ И ГЕОДИНАМИКА, Екатеринбург, ИГГ УрО РАН, 2011

# МАГМАТИЗМ ХУДОЛАЗОВСКОЙ МУЛЬДЫ НА ЮЖНОМ УРАЛЕ

### © 2011 г. Д. Н. Салихов, Г. И. Беликова, В. Н. Пучков, И. Р. Рахимов

Учреждение Российской академии наук Институт геологии Уфимского научного центра РАН, Уфа, magm@anrb.ru

В вулкано-терригенных разрезах Магнитогорского мегасинклинория известны дайки и интрузивные тела габброидов, как правило, небольших размеров в несколько десятков и сотен метров (редко до одного километра) по простиранию и в десятки и первые сотни метров вкрест их простирания. На государственных геологических картах все эти интрузивные тела и дайки, как правило, условно датируются возрастом вмещающих их вулканогенных пород, а при отсутствии таковых более молодым уровнем, чем вмещающие их осадки. В последнем случае, как правило, датируют нижним карбоном, основываясь на том, что именно в каменноугольное время на Южном Урале происходил мощный базальтовый вулканизм, правда проявившийся локально. Необходимость в систематизации габброидов обусловлена не только реконструкцией истории проявления магматизма, что само по себе важно с точки зрения объективной оценки развития региона, но имеет и практическое значение (поиск полезных ископаемых). Для наглядности рассмотрим Худолазовскую структуру, в пределах которой нами установлено несколько самостоятельных проявлений интрузивного и дайкового магматизма, часть из которых контролирует размещение сульфидного медно-никелевого и золото-кварцевого оруденения в пределах названной площади.

Магматические образования в пределах Худолазовской структуры представлены четырьмя последовательно формировавшимися комплексами: Басаевским, Кизильским, Худолазовским и Дайковым. Басаевский комплекс представлен конформными телами, внедрение которых тесно связано с формированием самой мульды, контролирующей размещение интрузивных залежей. Образование Худолазовской мульды происходило в начальную стадию столкновения островная дуга - континент, которая рассматривается эпохой "мягкой коллизии" [Пучков, 2000]. Тектоническая обстановка этого времени определялась сжатием, реализация которого происходила в бортах современных мульд. При сжатии одновременно имела место и сдвиговая составляющая, что и определило образование полостей отслоения в бортовых частях мульд. Эти полости отслоения во время их образования заполнялись магматическим расплавом. Таким образом, формирование мульды происходит в обстановке коллизии островная дуга - континент. Заметим, что

контроль в размещении конформных тел габброидов с крыльями обширных синклинальных структур проявляется на всей площади Магнитогорской мегазоны [Салихов, 2010]. Имангуловская мульда контролирует размещение Утлыкташского габброидного комплекса, фрагмент Верхнеуральской синклинальной структуры контролирует Верхнеуральский габброидный комплекс, Уртазымская синклинальная структура контролирует Файзуллинский габброидный комплекс.

Басаевский комплекс по геологическим данным был сформирован в заключительную стадию завершения осадконакопления флишоидных осадков зилаирской свиты, т.е. отвечает нижнему турне. Интрузивные тела Басаевского комплекса сложены габбро и габбро-диабазами. Породообразующими минералами комплекса являются плагиоклаз и пироксен, есть зерна титаномагнетита, апатита. Плагиоклаз отвечает андезину. Центральная часть зерен соссюритизирована, к периферии переходит в зеленоватый тончайший хлорит, калишпат, кварц и актинолит. Моноклинный пироксен составляет 15-25%, бесцветен, двулучепреломление 0.023, двуосный положительный, почти нацело замещен роговой обманкой, хлоритом, эпидотом, пренитом, карбонатом.

Габброиды Басаевского комплекса отвечают высокотитанистым субщелочным оливиновым базальтам калийнатриевого типа с повышенным количеством нормативного апатита. В них высокое содержание редкоземельных элементов  $\Sigma REE = 77.3-152.6$  ppm. Кроме того, HFSE (Zr, Nb, Hf), а так же LILE (Rb, Cs) и Ве, радиоактивные Th, U и аналог редких земель иттрий имеют высокие количественные значения. В то же время содержание Sr понижено. Низким количеством характеризуется также никель. Такой специфический химический состав пород отличает их от других комплексов, подтверждая тем самым петрологическую самостоятельность формирования конформных залежей.

Кизильский комплекс риолит-порфиров объединяет дайки диагонального, а в бортовых частях Худолазовской мульды – меридионального простирания. Таким образом, Кизильский комплекс сечет Худолазовскую мульду в целом и отдельные ее элементы, в частности, ее борта. Вместе с тем отметим, что нами не установлены при-

меры пересечения дайками риолит-порфиров габброидных залежей Басаевского комплекса. Однако, с учетом того, что конформные залежи габброидов Басаевского комплекса и Худолазовская мульда формировались синхронно, принятый нами тезис о становлении Кизильского комплекса вслед за Басаевским правомерен. Об этом же свидетельствуют материалы по взаимоотношению риолитпорфиров с интрузивами Худолазовского комплекса. Известны пересечения габброидами даек риолит-порфиров интрузивами габброидного состава в трех хорошо выраженных в рельефе объектов - массивы Лира, Восточный Бускун, Восточный Карасаз II. Риолит-порфиры Кизильского комплекса по вещественному составу близки к некоторым разновидностям кислых эффузивов, экструзивов и субвулканических тел нижнего карбона березовской и греховской свит, проявившихся в смежном Магнитогорско-Богдановском грабене. Таким образом, риолит-порфиры Кизильского комплекса представляют собой дайки, формирование которых связано с диагональными сколами, возникающими в бортах Магнитогорско-Богдановского грабена. Естественно, что в смежной зоне с грабеном магматическая деятельность проявляется слабо в виде отдельных фрагментов кислого состава. Не исключено, что в Худолазовском грабене будут обнаружены дайки (по-видимому, широтного и диагонального простирания), отвечающие по составу березовской и кизильской свитам.

В пределах Худолазовской мульды развит еще один интрузивный комплекс [Салихов, Пшеничный, 1984], названный Худолазовским. Интрузивные тела комплекса представляют трещинные залежи. Наиболее крупные из них занимают площадь около 1 км<sup>2</sup>, но преобладают залежи, не превышающие в плане первые сотни квадратных метров. Контуры залежей в плане удлиненно-эллипсоидальные, округло-изометричные, нередки геометрически правильные формы - типа параллелограммов, трапеций и др. Борта интрузивов – крутые, а основания нередко пологи, т.е. в разрезе они имеют те же угловатые изометричные формы. Интрузивные тела прослеживаются вглубь на десятки и первые сотни метров и редко в вертикальном разрезе достигают одного километра. Они имеют многоярусное строение, размещаются на нескольких гипсометрических уровнях, соединенных между собой дайкообразными рукавами. Интрузивы образуют узкие цепочечнолинейные зоны, а их система составляет поле простирания 12-15°. Площадные геофизические материалы отражают такие цепочечно-линейные зоны. Внутри пояса эти зоны нередко соединяются между собой узкими ответвлениями C3 310° и CB 20° простирания. Штокообразные или эллипсоидальные тела приурочены к указанным ответвлениям или к участкам сближения линейных зон. Интрузивные тела правильной геометрической формы обычно небольших размеров размещаются в краевых частях пояса, больше тяготея к западной его границе. Худолазовский комплекс является дифференцированным, отражая гетеродромную эволюцию, связанную как с глубинными условиями проявления, так и внутрикамерными процессами. Степень эволюции расплава в глубинной обстановке отражает средневещественные составы интрузивов, которые отвечают меланократовым пикробазитам, мезократовым габброидам и диоритам. В камерах интрузивных залежей дифференциация проявляется по разному – это и кристаллизационная дифференциация, когда в массивах меланократовых пикробазитов формируются участки, отвечающие шрисгеймитам (роговообманковым перидотитам) и габброидам, приближающимся к мезократовым габбро, а в габброидных массивах мезократового состава происходит расслоение с образованием линз меланократовых пикробазитов и лейкократовых габбро и габбро-диабазов. Контактовая дифференциация – от периферии к центру интрузива с образованием пород с количественными вариациями темноцветных и полевошпатовой составляющих. Важную роль в дифференциации залежей играет флюидный режим, определяющий размерность минеральных зерен и структурно-текстурные особенности пород, в частности, наличие шлировых обособлений и пегматоидных участков разной зернистости.

Таким образом, габброиды Худолазовского комплекса разнообразны как по структурнотекстурным особенностям (массивные, полосчатые, шлировые и неравномернозернистые), так по минеральному составу, благодаря наличию в них оливина, ромбического и моноклинного пироксена, роговой обманки и, редко, биотита. Причем все перечисленные темноцветные минералы находятся в реакционных соотношениях, последовательно обрамляя друг друга в перечисленном порядке. В разных петрографических типах пород этот обобщенный реакционный ряд усечен двумя, реже тремя минеральными разновидностями. Такие полиминеральные выделения очень редко обладают идиоморфными очертаниями. Они, как правило, содержат включения идиоморфных зерен плагиоклаза, которые нередко лишь частично обрамляются темноцветным минералом (пироксеном и роговой обманкой). Плагиоклаз рекуррентно-зонален. В ядре таких зерен плагиоклаз наиболее основной (от 80 до 58) и состав его коррелируется с общей кислотностью породы. Состав плагиоклаза первой внутренней зоны последующих ступеней соответствует составу плагиоклаза средней зоны предшествующей ступени. Все эти изменения в минеральном составе отражают неустойчивую физикохимическую обстановку в камерах интрузивов во время кристаллизации магматического расплава.

В целом породы Худолазовского комплекса, имея широкий диапазон петрографических разно-

видностей, отвечают оливиновым базальтам, хотя здесь же присутствуют породы, соответствующие кварцевым толеитам и пикритам. Большая часть их отвечает натриевым базальтам. Вместе с тем, есть анализы, характерные для калий-натриевых разновидностей пород и повышенных количеств щелочей (Na<sub>2</sub>O и K<sub>2</sub>O). Таким образом, Худолазовский комплекс в целом соответствует разновидности, промежуточной между натриевой и калийнатриевой, а также между нормальными и субщелочными оливиновыми базальтами. Важной петрохимической особенностью является умеренно повышенная титанистость, повышенная роль глинозема и пониженная железистость. По трем последним параметрам Худолазовский комплекс уверенно отличается от Басаевского пониженными значениями титанистости и железистости и, напротив, повышенной глиноземистостью. Что касается микроэлементов, то различия между названными комплексами выражены отчетливо: так в Басаевском комплексе количество REE вдвое выше относительно Худолазовского (54.1–105.4). Аналогичная картина свойственна ванадию, цирконию, торию, урану, иттрию и гафнию. Напротив, такие элементы как никель, стронций в Худолазовском комплексе имеют более высокие значения.

Рассматриваемое поле интрузивов, как отмечалось ранее, рассекает Худолазовскую мульду, свидетельствуя о более раннем формировании названной структуры. Отметим также, что магматические комплексы, охарактеризованные ранее (Басаевский и Кизильский) рассекаются интрузивами Худолазовского комплекса, что можно видеть на многих примерах.

По данным U/Pb метода анализа циркона и бадделеита время формирования габброидов на примере двух образцов свидетельствует о проявлении магматизма Худолазовского интрузивного комплекса в нижнекаменноугольное время, отвечая границе верхнего визе-серпухова, при этом больше тяготея к началу серпуховского яруса, что коррелируется с поздними стадиями каменноугольного вулканизма Магнитогорской зоны.

Магматическая деятельность в пределах Худолазовской мульды имело место и в последующее время после серпуховского яруса. Многие залежи Худолазовского комплекса отчетливо рассекаются дайками основного состава, которые объединены в Дайковый комплекс. Многочисленные дайки комплекса имеют диагональное простирание ССВ 10–13°. Встречаются дайки субширотного простирания, но принадлежность их к рассматриваемому комплексу требует дополнительного изучения химического состава пород. Дайковый пояс, таким образом, занимает кососекущее положение по отношению к Худолазовской структуре.

Дайки имеют мощность от 40 см до 3 м, но преобладает мощность 0.8–1.2 м. Прослеживаются они по простиранию на сотни метров, реже 1.5-2 км. Залегая среди осадочных толщ (зилаирская свита  $D_3$ fm- $C_1t_1$ ), дайки строго прямолинейны и выдержаны по мощности. При пересечении интрузивных тел они приобретают извилистость, часто меняющиеся мощности, иногда они разветвляются и затем вновь сходятся по простиранию.

Породы комплекса объединены в группы петрографических разновидностей – протеробазы, лампрофиры, диабазовые порфириты. Протеробазы или роговообманковые диабазы наиболее распространены среди рассматриваемой ассоциации даек. Различаются протеробазовые порфириты и протеробазы с глобулями. Глобули отвечают спессартитам, а другая разновидность близка к одинитам. Диабазовые порфириты объединяют порфировые и однородные разновидности диабазов. Минеральный состав близок во всех разновидностях пород. Это: плагиоклаз, зеленая и зеленовато-коричневая роговая обманка, моноклинный пироксен – авгит, кварц, магнетит, титано-магнетит, апатит. В протолочках обнаружены пирит, халькопирит, сфалерит, галенит, молибденит, самородные золото и медь.

Общность пород даек устанавливается и по петрохимическим особенностям. Большая часть анализов свидетельствует о принадлежности их к субщелочным базитам, а протеробазы с глобулями обнаруживают небольшой дефицит щелочей (нормативный нефелин отмечается лишь в одном случае). Породам свойственна калий-натриевая специализация и высокая глиноземистость. Титанистость их умеренно-повышенная. Отмечается низкое значение железа.

Самостоятельность Дайкового комплекса так же следует из распределения редких и рассеянных элементов. Так, количество REE ( $\sum$ REE = 66.9 ppm) заметно ниже, чем в габброидах Худолазовского и, особенно, Басаевского комплексов. Среди когерентных элементов отметим повышенные значения в них никеля и пониженные – ванадия. Количество циркония понижено в несколько раз, гафний на порядок превышает его значения в Худолазовском и несколько ниже, чем в Басаевском комплексах, а ниобий более, чем на порядок превышает содержание в обоих предыдущих комплексах.

Давая характеристику Дайковому комплексу, нельзя не отметить, что золото-кварцевое оруденение структуры на многих рудных объектах (например, месторождение Тукан), контролируется контактовыми зонами даек, а, следовательно, вполне правомерно говорить о парагенетической их связи.

Самостоятельность комплекса очевидна. Известно, что дайки секут Худолазовский комплекс, который сформировался в начале серпуховского яруса. Таким образом, нижняя граница формирования Дайкового комплекса ограничена серпуховским ярусом, а верхняя требует дальнейшего изучения и, конечно, не обойтись без привлечения изотопных методов анализа. Пока трудно сказать, отвечают ли эти дайки завершающему этапу раннекаменноугольного вулканизма, или соответствуют какому-то более позднему магматическому событию.

Итак, на примере Худолазовской мульды Южного Урала показано, что магматические образования, выделяемые на геологических картах и схемах в единую формацию, сформировавшуюся в нижнекаменноугольное время, в действительности представляют собой пространственное совмещение самостоятельных интрузивных комплексов, становление которых происходило последовательно, а морфология магматических тел отражает специфические геотектонические условия формирования залежей. По вещественному составу интрузивные и дайковые комплексы заметно различаются и часть их сопровождается оруденением разной формационной принадлежности.

Работа выполнена при финансовой поддержке программы № 8 ОЗ РАН.

- 1. **Пучков В.Н.** Палеогеодинамика Южного и Среднего Урала. Уфа: Даурия, 2000. 146 с.
- Салихов Д.Н. Интрузивный магматизм мягкой коллизии в Магнитогорской мегазоне // Магматизм и метаморфизм в истории Земли. Тез. XI Всеросс. петрогр. совещ. т. П. Екатеринбург: ИГиГ УрО РАН, 2010. С. 207–208.
- 3. Салихов Д.Н., Пшеничный Г.Н. Магматизм и оруденение зоны ранней консолидации Магнитогорской эвгеосинклинали. Уфа: БФАН СССР, 1984. 112 с.

## О НЕКОТОРЫХ ОСОБЕННОСТЯХ ИНТРУЗИВНЫХ ОБЛОМКОВ ИЗ ВЕРХНЕМЕЛОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ВАНДАМСКОЙ ЗОНЫ ЮГО-ВОСТОЧНОГО КАВКАЗА.

### © 2011 г. Р. А. Самедова, Р. С. Джафарова

Институт Геологии НАН Азербайджана, Баку, turgay48@rambler.ru

Исследование возраста и состава интрузивных обломков, встречающихся в составе верхнемеловых осадочно-вулканогенных образований Вандамской зоны юго-восточного Кавказа, имеет чрезвычайно важное значение для изучения палеогеографического условия формирования осадочновулканогенной толщи исследованной области. Возраст этой толщи, по данным [Абдуллаев и др., 1976, Вебер, 1938, Шарданов, Хаин 1957] и др. относится к позднему альб-сеноману. Интрузивные обломки встречаются в составе туфоконгломератового слоя мощностью 2-3 м, развиты в восточной периклинали Вандамского антиклинория и обнажаются в бассейнах рек Джулянчай и Ахсу. Интрузивные обломки встречаются на правых притоках р. Ахсу (Мюджичай, Сулутчай), в окрестностях сс. Мюджи и Сулут, на Гирдыманчае в местности Караноур, а на Джулянчае в 1 км выше сел. Джулян. Результаты определения абсолютного возраста (98 млн. лет) из гранитоидных обломков позволяют датировать их сеноманским временем. Обломки интрузивных пород имеют хорошо окатанную, округлую или эллипсоидальную форму серого, светло-серого цвета, с зеленоватым оттенком. Размер обломков колеблется от нескольких до 30-40 см в поперечнике. Микроскопическое исследование и изучение химического состава показало, что интрузивные обломки по составу принадлежат, преимущественно, к гранитоидам и в меньшей стопени встречаются гранодиорит-порфиры, кварцевые диориты, а также диоритовые порфириты и кварцевые диоритовые порфириты.

Гранодиориты по минералогическому составу представлены роговообманковой разностью с характерной гипидиоморфнозернистой структурой. Встречаются также породы с микропегматитовой структурой. В минералогическом составе гранодиоритов участвуют плагиоклаз (40–45%), представленный идиоморфными кристаллами андезина № 32–36, ксеноморфные зерна кварца (25–30%), калиевого полевого шпата (12–15%), нередко с пертитовым строением, роговой обманкой (8–10%), удлиненные кристаллы которой в большинстве случаев хлоритизированы. Второстепенные минералы представлены магнетитом, цирконом, вторичные – хлоритом, эпидотом и цианзитом. Микропегматитовые гранодиориты характеризуются гранофиро-

вой структурой. Для гранодиорит-порфиров характерны крупные порфировидные вкрапленники плагиоклаза, редко – роговой обманки, которые выделяются на фоне микрогранитовой или микропегматитовой структуры основной массы.

Кварцевые диориты имеют ограниченное распространение, хпрактеризуются мелко- и среднезернистой гипидиоморфнозернистой структурой. В минералогическом составе участвуют те же минералы, что и у гранодиоритов, отличаясь количественным соотношением и более основным составом плагиоклаза, представленным андезином № 40–42. Количественно минералогический состав кварцевых диоритов выражается следующими цифрами: плагиоклаза – 60–75%, кварца – 15–18%, калиевого полевого шпата – 10–12%, роговой обманки – 10–12%. Кварцевые диориты нередко также имеют микропегматитовую структуру.

Граниты. Обломки гранитов по сравнению с гранодиоритовыми имеют незначительное развитие и представлены отностельно мелкими гальками. Характеризуются мелкозернистой гипидиоморфнозернистой структурой с микропегматитовыми участками. Плагиоклаз и калиевый полевой шпат встречаются в равных количествах и составляют около 70% объема породы.Плагиоклаз представлен олигоклазом № 26-28, таблитчатые кристаллы калиевого полевого шпата содержат перитовые вростки альбита, которые имеют удлиненную прожилковую форму, ориентированные в одном направлении. Кварц в количестве около 25% располагается между кристаллами плагиоклаза и калиевого полевого шпата. Роговая обманка, редко и биотит составляют 4-5% объема породы и представлены идиоморфными кристаллами. Диоритовые порфириты и кварцевые диоритовые порфириты характеризуются полнокристаллически-порфировой структурой с вкрапленниками плагиоклаза, роговой обманки и кварца. Основная масса имеет микрогранитовую структуру.

Анализ палеогеографических условий формирования позднемеловой осадочно-вулканогенной толщи Вандамской зоны позволяет высказать мнение относительно источника гранитоидного обломочного материала. Суша, в строении которой участвует гранитоидный массив, служивший источником обломочного материала, может выступать или на севере от позднемелового бассейна в пределах южного склона Большого Кавказа, или же на юге, на месте Куринской межгорной впадины. Отсутствие более древнего гранитоидного массива в юговосточной части Большого Кавказа исключает возможность транспортировки обломочного материала с севера. В пользу наличия южной суши говорят новые геологические данные.

На одной из структур Среднекуринской впадины, на Караджалинской разведочной площади, скважина № 1 на глубине 3530 м подсекла гранитоидный массив кварцево-диоритового состава. Абсолютный возраст кварцевого диорита из этой глубины равен 95 млн.лет, что совпадает с цифрами абсолютного возраста гранитоидных обломков из верхнемеловых отложений Вандамской зоны. Близкое сходство возраста и состава гранитоидных обломков из верхнемеловых отложений Вандамской зоны с породами погребенного интрузивного массива Среднекуринской впадины дает основание считать, что областью размыва гранитоидных обломков, встреченных в составе верхнемеловых отложений Вандамской зоны, служила суша, расположенная на юге, в пределах Среднекуринской впадины. Абсолютный возраст гранитоидных обломков верхнемеловой толщи и кварцевого диорита из погребенного интрузивного массива Куринской впадины – 98, 94 и 90 млн. лет указывает на сеноманский возраст этих пород и совпадает с принятым в геологической литературе временем формирования осадочно-вулканогенной толщи Вандамской зоны. Однако совпадение возраста гранитоидных обломков и пород области питания, с одной стороны, и времени образования толщи, включающей эти обломки – с другой, противоречит палеогеографическому режиму формирования данной толщи. Анализ истории развития позднемелового вулканизма Азербайджана показывает, что наиболее интенсивные вулканические процессы как на Малом Кавказе, так и в пределах Куринской впадины, происходили в коньяк-сантонское время. Сеноманская эпоха характеризуется накоплением преимущественно карбонатро-терригенных осадков с примесью туфогенного материала.

Исходя из изложенного, более обоснованным будет, если время формирования верхнемеловой осадочно-вулканогенной толщи Вандамской зоны связать с коньяк-сантонской эпохой, как это принято для верхнемеловых вулканогенных образований Малого Кавказа и Куринской впадины. Только в данном случае размыв, транспортировка и накопление гранитоидного материала из более древнего (сеноманского) массива южной суши находит свое логическое объяснение.

- 1. Абдуллаев Р.Н., Самедова Р.А. Геология и петрология магматических формаций Вандамской зоны юго-восточного Кавказа. В кн.: Очерк геологической петрологии. Москва, Наука, 1976, С.137–145
- 2. Вебер В.В. Зона южного склона в нагорном Азербайджане. Труды ИГРИ, нов.серия, вып.1, Л., 1938.
- Шарданов А.Н., Хаин В.Е. Новые данные о мезозойских вулканогенных толщах юго-восточной части Большлго Кавказа. Бюллетень Московск. о-ва ИСП природн. отд.геологии, т.ХХХІІ (I).М. 1957.

## ГЕНЕЗИС ВЫСОКОМАГНЕЗИАЛЬНЫХ ВУЛКАНИТОВ ВЕТРЕНОГО ПОЯСА (ВОСТОЧНАЯ КАРЕЛИЯ) ПО ДАННЫМ ИССЛЕДОВАНИЙ U-PB И LU-HF СИСТЕМ В КСЕНОГЕННЫХ ЦИРКОНАХ, SM-ND СИСТЕМЫ В ПОРОДАХ И МИНЕРАЛАХ

В. Ф. Смолькин\*, Е. В. Шарков\*\*, К. И. Лохов\*\*\*, С. А. Сергеев\*\*\*, А. В. Чистяков\*\*

\*ГГМ РАН (vsmolkin@sgm.ru); \*\*ИГЕМ РАН, \*\*\*ЦИИ ВСЕГЕИ

В пределах наиболее древней Кольско-Лапландско-Карельской провинции Балтийского щита широко развиты высокомагнезиальные низкотитанистые вулканиты, приуроченные к нижним частям разреза палеопротерозойских структур – Имандра-Варзуга, Ветреный пояс, Киттеля и др., происхождение которых является предметом многолетних дискуссий [Коматииты ..., 1988; Смолькин, 1992; Шарков и др., 1997; Евсеева и др. 2004; Куликов и др., 2005; 2010].

С коматиитовой серией архея данные вулканиты сближает высокое содержание Mg, Cr, низкое – Ті, наличие спинифекс-структур оливинового и пироксенового типов, но отличает пониженное значение отношения CaO/Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> = 0.7–0.9, обогащение легкими P3Э, отрицательная Та и положительная Zr аномалии относительно хондрита. По сравнению с бонинитами современных внутриокеанических островных дуг они имеют одновременно высокое содержание SiO<sub>2</sub> и MgO, отношение CaO/Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> = 0.7–0.9, повышенное содержание легких P3Э, высокохромистый состав хромшинелида, стекловатый базис андезитивого состава.

Средний состав некумулятивных пород лавовых потоков (в мас. %):  $52.35 \text{ SiO}_2$ ,  $0.67 \text{ TiO}_2$ ,  $12.95 \text{ Al}_2\text{O}_3$ , 11.05 FeO, 0.19 MnO, 11.10 MgO, 9.20 CaO,  $1.93 \text{ Na}_2\text{O}$ ,  $0.47 \text{ K}_2\text{O}$ ,  $0.08 \text{ P}_2\text{O}_5$ , отвечает пикробазальту. Породообразующие минералы из лавовых потоков имеют следующий состав:  $\text{Ol}_{13-21\text{Fa}}$ ,  $\text{Срх}_{9-16\text{Fs}}$ ,  $\text{Pl}_{55-69\text{An}}$  [Евсеева и др., 2004]. В результате кристаллизации оливина, а затем пироксена состав расплава обогащался глиноземом (до 17%) и щелочами (3%), что обусловил переход к базальту.

По данным геохимических, минералогических и экспериментальных исследований [Смолькин, 1992; Шарков и др., 1997; Евсеева и др., 2004; Куликов и др., 2005, 2010] они представляют собою продукты кристаллизации расплавов, близких по составу к магмам, родоначальных для рудоносных расслоенных интрузий палеопротерозоя. Это подтверждается изотопным Sm-Nd и Re-Os возрастом вулканитов (2448–2410 млн. лет) и отрицательными значениями первичного отношения  $\varepsilon_{Nd}$  (-0.91, -1.46) [Пухтель и др, 1991; Puchtel et al., 2001]. В тоже время вулканиты не содержат рудную минерализацию.

Для изучения проблемы происхождения высокомагнезиальных вулканитов был выбран полигон в пределах восточной части Ветреного пояса, вблизи г. Плисецк, на горе Мяндуха, вскрытый карьером строительного камня. Вулканиты слагают серию крутопадающих маломощных потоков с различной степенью раскристаллизации. В разные годы были отобраны три пробы. По данным Sm-Nd анализа валовой пробы (№ 4), двух пироксенов и плагиоклаза изохронный возраст вулканитов равен 2426 ± 80 млн. лет (MSWD = 1.9) (рис. 1). В то же время Sm-Nd возраст другой валовой пробы (№ 4114), двух пироксенов и плагиоклаза оказался сильно завышенным 3138 ± 33 млн. лет.

Из этих же проб были извлечены зерна циркона, которые разделены на три фракции. Цирконы первой фракции (серо-розовые, дипирамидальнопризматические) обнаруживают зональное строение; цирконы второй (желтоватые, эллипсоидные) и третьей (розовые, прозрачные, округлые) фракций – не зональные или с плохо выраженной зональностью. В катодных лучах цирконы имеют овально-округлые очертания, часть из которых являются обломками более крупных зерен.



Рис. 1. Изохронная Sm-Nd диаграмма для валовой пробы и породообразующих минералов, проба № 4.

Wr – валовая проба; Plag – плагиоклаз; Px – пироксены.

а б data-point error ellipses are 2\* 0.8 3600 3000 0.6 0.7 2600 3200 2200 0.4 0.6 <sup>206</sup>pb/<sup>238</sup>l <sup>206</sup>Pb 238U 1800 2800 2801 +16 Ma 0.5 1400 MSWD = 0.49 2400 0.2 00 0.4 data-point error ellipses are 2 v 0.0 0.3 16 20 12 0 4 8 5 15 25 35 45 <sup>207</sup>Pb/<sup>235</sup>U 207Pb/235U

Рис. 2. U-Рb диаграмма с конкордией для циркона из вулканитов проб № 4114 (а) и 4 (б).

По внутреннему строению различаются, как минимум, три типа. Первый тип имеет внутреннее, сложно зональное ядро с четко выраженными гранями, и тонкую внешнюю кайму; второй (преобладающий) тип характеризуется слабо округлым ядром с плохо выраженной зональностью и внешнюю кайму; в третьем типе имеется промежуточная зона между ядром и внешней каймой.

Для локального U-Pb датирования все типы цирконов были изучены на приборе SIMS SHRIMP-II в ЦИИ ВСЕГЕИ. Для цирконов из пробы № 4114 основная часть точек располагается на конкордии от 2.8 до 2.4 млрд. лет; 3 точки легли вне конкордии (рис. 2а). Для цирконов из пробы № 4 выявлены дополнительные поля с возрастами 1.8 и 1.1 млрд. лет (рис. 2б).

 $^{207}$ Pb/ $^{206}$ Pb возраста для ядер цирконов первой пробы варьируют в пределах от 2847 ± 33 до 2765 ±



**Рис. 3.** Эволюция отношения <sup>176</sup>Hf/<sup>177</sup>Hf относительно возраста (Т) в ксеногенных цирконах из высокомагнезиальных вулканитов (г. Мяндуха).

17 и от 2664 ± 13 до 2640 ± 13 млн. лет, для кайм – от 2557 ± 17 до 2523 ± 35 млн. лет. Для одного зерна со слабо выраженной зональностью было установлено древнее значение 3775 ± 83 млн. лет. Для цирконов из второй пробы выявлены следующие  $^{207}$ Pb/ $^{206}$ Pb возрастные пределы: для ядер от 2807 ± 17 до 2719 ± 36 и от 2664 ± 35 до 2635 ± 16 млн. лет, для промежуточных зон и кайм от 1810 ± 30 до 1758 ± 31 и от 1213 ± 78 до 1070 ± 90 млн. лет (рис. 26).

Совместный анализ данных для цирконов обеих проб позволяет выделить устойчивые группы для ядер с <sup>207</sup>Pb/<sup>206</sup>Pb возрастом 2.85-2.72, 2.66-2.64 млрд. лет и для кайм с <sup>207</sup>Pb/<sup>206</sup>Pb возрастом 1.81-1.76, 1.21-1.07 млрд. лет. Для циркона первой группы конкордантный возраст равен 2801 ± 16 млн. лет (СКВО = 0.49). От первой группы к последней отношение <sup>232</sup>Th/<sup>238</sup>U меняется – уменьшаются пределы колебаний при близком нижнем уровне: 0.32-1.29, 0.29-0.80, 0.28-0.75, 0.34-0.37. Полученные результаты свидетельствуют, что ядра зерен циркона представлены ксеногенным типом, возраст которых значительно превышает возраст формирования вулканитов и отвечает двум архейским событиям формированию архейских зеленокаменных поясов (2.8 млрд. лет) и внедрению гранитоидов (2.6 млрд. лет). Каймы зональных зерен могут отражать процессы метаморфических преобразований, которые совпадают с реальными геологическими событиями свекофеннской (1.8 млрд. лет) и свеко-норвежскогренвильской (1.1 млрд. лет) орогениями.

Для определения возможного генезиса ксеногенных цирконов был выполнен их Lu-Hf анализ. Измерение изотопного состава Hf в цирконах осуществлялось в ЦИИ ВСЕГЕИ локальным методом при помощи комплекса LA-MC-ICPMS, состоящего из мультиколлекторного ICP масс-спектрометра ThermoFinnigan Nepture и системы лазерной абляции New Wawe DUV-193. Для интерпретации результатов использовалась методика исследований цирконов из фундамента Русской платформы, позволяющая разделить магматические, метаморфические и захваченные типы [Лохов и др., 2009].

Для древних ядер цирконов с возрастом 2.8 млрд. лет установлены наиболее низкие отношения <sup>176</sup>Hf/<sup>177</sup>Hf = 0.281011–0.281192; ядра цирконов с возрастом 2.6 млрд. лет имеют близкие значения при большем разбросе; в более молодых промежуточных зонах и каймах цирконов с возрастом 1.8 и 1.1 млрд. лет отношение <sup>176</sup>Hf/<sup>177</sup>Hf значительно увеличивается до 0.281800 и до 0.282200 соответственно.

На основе расчета параметров е<sub>Nd</sub>(T) и е<sub>Hf</sub>(T) с использованием данных локального U-Pb датирования цирконов построены корреляционные диаграммы. Точки с возрастом 2.4 млрд. лет располагаются в поле магматических цирконов, преобладающая часть точек с возрастом 2.8 млрд. лет, имея магматическое происхождение, являются захваченными, а точки с возрастами 1.8 и 1.1 млрд. лет характеризуют метаморфические процессы

На эволюционной диаграмме <sup>176</sup>Hf/<sup>177</sup>Hf – T(U-Pb) часть древних цирконов с возрастом 2.8 млрд. лет располагается на линии эволюции DM (рис. 3). Это означает, что они могут представлять собою цирконы, возникшие в результате плавления мантийного субстрата, последующего отделения расплавов от вещества DM и его кристаллизации вблизи очагов плавления.

Необходимо отметить, что мантийными реликтами являются не только циркон. Ранее в высокомагнезиальных вулканитах полисарской свиты был обнаружен реликтовый Mg-Al-хромит в виде ядра зонального кристалла [Смолькин, 1992].

На основе результатов изучения изотопных U-Pb и Lu-Hf систем в цирконах из высокомагнезиальных вулканитов Ветреного пояса предлагается следующая двухэтапная модель их формирования. В пределах верхней мантии около 2.8 млрд. лет, что совпадает с периодом массовой генерации архейских коматиитовых магм, произошло плавление вещества в пределах фации гранатовых перидотитов, отвечающего по составу DM. Образующиеся расплавы мигрировали на небольшое расстояние и их кристаллизация произошла без большого перерыва от времени отделения.

В течение периода 2.4 млрд. лет произошло новое плавление майтийного вещества, содержащего вышеотмеченные продукты кристаллизации, с формированием высокомагнезиальной магмы. Ее массовое извержение привело к формированию вулканитов Ветреного пояса, Имандра-Варзуги, Киттеля и других палеопротерозойских структур. В поднимающейся магме содержался мантийный циркон, реакция которого с расплавом привела к частичному его растворению и формированию новой зональности. В последующем вулканиты и заключенные в них цирконы претерпели метаморфические преобразования в условиях зеленосланцевой фации в периоды свекофеннской (1.8 млрд. лет) и свеконорвежско-гренвильской (1.1 млрд. лет) орогений.

Результаты выполненных комплексных изотопных исследований цирконов с использованием Lu-Hf анализа позволяют по новому подойти к решению общей проблемы происхождения высокомагнезиальных магм, родоначальных для вулканитов и комагматическим им расслоенных интрузий палеопротерозоя Балтийского щита.

Исследования выполнены по Госконтракту №АЛ-02-06/32, Грантам СПбГУ 3.37.86.2011 и 3.37.81.2011.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- 1. Евсеева К.А., Красивская И.С., Чистяков А.В., Шарков Е.В. Раннепалеопротерозойские бонинитоподобные вулканиты Ветреного пояса в восточной части Балтийского щита, Россия // Литосфера. 2004. № 3. С. 110–126.
- Коматииты и высокомагнезиальные вулканиты раннего протерозоя Балтийского щита. О.А. Богатиков (отв. ред.). Л: Наука. 1988. 192 с.
- 3. Куликов В.С., Бычкова Я.В., Куликова В.В. и др. Роль глубинной дифференциации в формировании палеопротерозоского лавового плато коматиитовых базальтов Синегорье (Юго-восточная Фенноскандия) // Петрология. 2005. Т. 13. № 5. С. 516–537.
- Куликов В.С., Куликова В.В., Бычкова Я.В. и др. Коматииты и их производные – история и проблемы идентификации // Геология и полезные ископаемые Кольского полуострова. Труды VII Всероссийской Ферсмановской сессии. Апатиты-Кировск: КНЦ РАН. 2010. С. 67–73.
- Лохов К.И., Салтыкова Т.Е., Капитонов И.Н. и др. Корректная интерпретация U-Pb возраста по цирконам на основе изотопной геохимии гафния и неодима (на примере некоторых магматических комплексов фундамента Восточно-Европейской платформы) // Региональная геология и металлогения. 2009. № 38. С. 43–53.
- Пухтель И.С., Журавлев Д.З., Куликов В.С., Куликова В.В. Петрография и Sm-Nd возраст дифференцированного потока коматиитовых базальтов Ветреного пояса (Балтийский щит) // Геохимия. 1991. № 5. С. 625–634.
- Смолькин В.Ф. Коматиитовый и пикритовый магматизм раннего докембрия Балтийского щита. СПб.: Наука. 1992. 272 с.
- 8. Шарков Е.В., Смолькин В.Ф., Красивская И.С. // Петрология. 1997. Т.5. № 5. С. 503–522.
- Шарков Е.В., Смолькин В.Ф., Красивская И.С. Раннепротерозойская магматическая провинция высокомагнезиальных бонинитоподобных пород в восточной части Балтийского щита // Петрология. 1997. Т.5. № 5. С. 503–522.
- Puchtel I.S., Brugmann G.E., Hofman A.W. et al. Os isotope systematics of komatiitic basalts from the Vetreny belt, Baltic Shield: evidence for a chondritic source of the 2.45 Ga plume // Contrib. Mineral. Petrol. 2001. V. 140. P. 588–599.

ВУЛКАНИЗМ И ГЕОДИНАМИКА, Екатеринбург, ИГГ УрО РАН, 2011

# НЕКОТОРЫЕ ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ РАННЕ-СРЕДНЕЮРСКИХ БАЗАЛЬТОИДОВ ВОСТОКА ЦЕНТРАЛЬНОГО КАВКАЗА И ВОСТОЧНОГО КАВКАЗА КАК ОСНОВА ДЛЯ РАЙОНИРОВАНИЯ.

### © 2011 г. В. А. Снежко

Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского, Санкт-Петербург, VSnezhko@vsegei.ru

В ранне-среднеюрскую эпоху существовал Большекавказский бассейн, в пределах которого в условиях растяжения происходили извержения и внедрение силлов, главным образом, натриевых базальтоидов – долеритов, сопровождавшееся накоплением песчано-глинистых осадков.

В восточной части Центрального Кавказа вулканические образования, залегающие среди нижнесреднеюрских песчано-глинистых отложений, наблюдаются в различных структурно-фациальных зонах и различаются вещественным составом вулканических образований. Базальтоиды и габбродолериты, развитые в верховьях р. Фиагдон в пределах Фиагдонской зоны, объединёны в фиагдонский вулканический комплекс, состоящий из субвулканической и покровных фаций [Снежко, 1988, 1995]. Ранее эти породы входили в состав казбекского дайкового диабазового пояса, который описан в работах Ф.Ю. Левинсон-Лессинга, Д. С. Белянкина, Л. А. Варданянца и других исследователей.

Покровная фация представлена потоками базальтоидов, образующими в нижней части разреза юрских отложений отдельные тела мощностью от 3-5 до 40 м, в верхней части его эффузивы и силлы слагают ряд горизонтов мощностью до 100 м, состоящих из нескольких потоков лав и силлов, переслаивающихся с глинистыми сланцами. Пластовые тела образованы лавами и лавобрекчиями натриевых базальтов (миндалекаменных, витрофировых, вариолитовых), реже пикритобазальтами. Потоки имеют пластообразную форму, обычно однородны по составу и структурно-текстурным особенностям. Нижняя и верхняя их границы отчетливые, слабоволнистые, с маломощной коркой закаливания. В полошве потока вмешающие породы слабо изменены, осветлены. Базальтоидами потоков имеют подушечную отдельность, они часто пористы, пузырчаты с многочисленными включениями глинистых пород. Характерной, можно сказать, диагностической породой комплекса являются пироксеновые базальты, состоящие из призматических зерен основного плагиоклаза, пространство между которыми занято игольчатым пироксеном. Лавобрекчии базальтов наблюдаются как в основании мощных лавовых потоков, так и в виде отдельных горизонтов. Это плотные породы, состоящие из обломков базальтов остроугольной формы (размером 3–4, до 20–30 см), сцементированных карбонатно-хлоритовой массой, местами серпентинизированной. В основании лавовых потоков обычно залегают глинистые сланцы.

Субвулканические породы комплекса распространены незначительно и представлены мелкими штокообразными телами габбро (350 х 150 м) и субсогласными с вмещающими породами силлами микрогаббро и габбродолеритов протяженностью 500-1000 м (иногда больше) при мощности от 3 до 10-15 м. В контакте с габбро вмещающие породы ороговикованы (в пределах 4-10 м), а габбро в экзоконтакте в интервале 2-3 м приобретают более мелкозернистую структуру. Габбро штокообразных тел состоят из примерно равных количеств плагиоклаза (лабрадор, битовнит) и авгита при редком оливине. Силлы сложены микрогаббро и габбродолеритами, отличаются большей крупностью зерен слагающих их минералов В микрогаббро отмечается как авгит, так и гиперстен.

Содержание SiO<sub>2</sub> в вулканитах покровной фации колеблется в пределах 44.2-50.0% и 45.40-50.10% в породах субвулканической фации, при значительном колебании суммы щелочей (0.25-4.76%), но преимущественно натриевом типе щелочности, реже - калиево-натриевом [Снежко, 1995, Снежко, Шарпёнок, 2009]. По этим параметрам вулканиты комплекса принадлежат к семейству базальтов, лишь отдельные из них являются умереннощелочными пикробазальтами, а субвулканические образования относятся к семейству габброидов. Этим породам свойственна высокая глиноземистость (15-18% Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>) при коэффициенте глиноземистости больше единицы, высокая магнезиальность (содержание MgO 6-11%) и относительно низкие содержания общего железа (порядка 7-9%). Отношение FeO\*/MgO (рис. 1) остается относительно постоянным и колеблется в пределах 0.8-1.2. Это позволяет полагать, что в процессе дифференциации главным образом происходило изменение содержания магния, т.е. дифференциация шла по коматиитовому тренду. Возможно, что изредка наблюдаемые пикритодиабазы являются крайними магнезиальными членами этого комплекса. Кроме того, породы комплекса характеризуются умеренным содержанием окисла титана, которое, как правило, не превышает 1.5% и лишь в отдельных горизонтах лав оно достигает 2.11%. Почти во всех проанализированных образцах пород практически постоянно содержание СаО. Специфической чертой базальтоидов комплекса являются низкие содержания P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> (от 0.14 до 0.34%).

По петрохимическим характеристикам базальтоиды близки низкокалиевым толеитам энсиалических островных дуг. На диаграмме AFM фигуративные точки анализов вулканитов комплекса располагаются вдоль разграничительной линии полей известково-щелочной и толеитовой серий, с отклонениями в обе стороны, но с некоторым преобладанием первых. Однако низкое содержания калия и относительно высокая магнезиальность, что не характерно для базальтоидов известково-щелочной серии, позволяет отнести породы фиагдонского комплекса к толеитовым базальтам.

Для более объективного подхода к решению вопроса о геодинамических условях формирования фиагдонских базальтоидов были определены химическим путем содержания хрома и никеля, которые, наряду с титаном, считаются малоподвижными компонентами, уровни их содержаний отображают первичные магматические отношения. На дискриминационной диаграмме, предложенной Ч. Хьюджесом [Хьюджес, 1988], использующей содержания титана и хрома с целью отделения базальтов океанического дна от толеитов островных дуг, фигуративные точки базальтоидов фиагдонского комплекса попали в поле базальтов океанического архипелага.

Петрохимические особенности (высокое содержание глинозёма, магния и кальция при относительно постоянном содержании железа и кремнезёма в породах) и направленность дифференциации (накопление магния) предлагается выделять фиагдонский комплекс в магнезиальную субсерию толеитовой серии, в которой процесс дифференциации близок к коматиит-толеитовому тренду архейских зеленокаменных поясов [Конди, 1983]. В то же время высокие содержания магния в породах фиагдонского комплекса сближают их с породами марианит-бонинитовой серии современных островных дуг, но резко отличаются от них низким содержанием кремнезема.

Органических остатков в терригенных пород, переслаивающихся с вулканитами комплекса, не обнаружено, проведенный микропалеонтологический анализ показал лишь наличие представителей рода Haplophragmoides sp. широкого возрастного распространения (данные Письменного А. Н., 2008). В связи с этим, возраст комплекса оставался дискуссионным и принимался в довольно ши-



**Рис. 1.** Точки составов пород на диаграмме MgO – FeO\*/MgO.

1 – фиагдонского комплекса, 2 – мачхалорского комплекса.

роких пределах: от плинсбах-раннетоарского до плинсбах-байосского. Определение абсолютного возраста Sm-Nd методом по монофракциям пироксена и плагиоклаза показало значение 222 ± 64 млн. лет [Снежко, 2010], что отвечает границе триаса и юры по Международной стратиграфической шкале 2006 г. Этой же границе отвечает возраст, полученный по изохроне, включающей определение, кроме указанных минералов, и породы в целом, равный 202 млн. лет. Таким образом, возраст пород фиагдонского комплекса, скорее всего, плинсбахский.

Вулканиты, распространенные в зоне Главного хребта Восточного Кавказа, формируют мачхалорский базальтовый вулканический комплекс, представленный покровными и субвулканическими фациями натриевых базальтов и базальтов и их туфов. Покровы вулканических пород варьируют по мощности от первых до 80 м. Наибольшее количество покровов натриевых базальтов отмечается в восточной части зоны; здесь они характеризуются подушечной отдельностью и миндалекаменным строением. Широко распространены также силлы и дайки долеритов и габбродолеритов, мощность их от первых до 40–60 м.

Лавы представлены массивными базальтами, часто с порфировой структурой, состоящими из плагиоклаза (андезин-лабрадор) и авгита. Субвулканические образования комплекса распространены ограниченно и представлены силлами протяженностью до 2 км и мощностью около 20 м, с преимущественно с субсогласными с вмещающими породами контактами. В экзоконтакте они представлены долеритами, сменяющимися габбродолеритами при удалении от контакта. Образованы они плагиоклазом и пироксеном, в отдель-

ВУЛКАНИЗМ И ГЕОДИНАМИКА, Екатеринбург, ИГГ УрО РАН, 2011



**Рис. 2.** Диаграмма MgO – FeO\* – Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> для базальтоидов Восточного Кавказа.

 породы фиагдонского комплекса, 2 – породы мачхалорского комплекса. Поля базальтовых серий по Т.Х. Пирсу и др. [Pearce et al., 1977]: І – океанических абиссальных, ІІ– океанических островов, ІІІ – континентальных платобазальтовых, IV – орогенных островодужных и окраинно-континентальных, V – островных из зон спрединга.

ных разновидностях с незначительным количеством кварца (1–1.6%), в габбродолеритах его содержание увеличивается до 5–6%.

В вулканитах мачхалорского комплекса содержание SiO<sub>2</sub> колеблется, по сравнению с фиагдонским в более широких пределах, от 46.2 до 53.6%, и наиболее кислые члены комплекса являются, по существу, уже андезибазальтами. Сумма щелочей изменяется от 1.25 до 4.98%, т.е. интервал колебания суммы более узкий, чем в вышеописанном комплексе; отмечаются преимущественно натриевый тип щелочности. По этим параметрам вулканиты комплекса принадлежат к семейству базальтов, лишь отдельные из них, как уже указывалось, являются андезибазальтами. Глиноземистость пород комплекса несколько ниже (12.3–18% Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>), чем у фиагдонских базальтоидов; магнезиальность варьирует от 3.05 до 10.2% содержания MgO, а содержание общего железа достигает 14.6%. Отношение FeO\*/MgO (рис. 1) постепенно увеличивается от 1.1 до 4.9 в соответствии с уменьшением содержания окиси магния. Таким образом, базальтоиды мачхалорского комплекса характеризуются относительно низкой глинозёмистостью, для них характерно примерно равное содержание глинозёма и суммарного железа. Такие особенности характерны для пород зоны перехода от океана к континенту, в частности, для толеитовых серий островных дуг, выдвинутых в сторону океана.

В целом, петрохимические особенности пород комплекса позволяют выделить их в железистую субсерию толеитовой серии [Снежко, Снежко, 1995], дифференциация базальтоидов которой сопровождается накоплением железа и титана и проходит по феннеровскому пути. По составу главных породообразующих компонентов породы серии близки толеитам СОХ и Красного моря, незначительно отличаясь от них лишь повышенной титанистостью и более низкой магнезиальностью. Но именно по этим параметрам, а также по обогащению рядом литофильных элементов, они приближаются к толеитам континентальных структур. Последнее подтверждается и положением их точек на диаграмме Дж. Пирса (рис. 2), где они располагаются преимущественно в поле континентальных базальтоидов, с незначительным отклонением к окраинно-континентальным.

Возраст пород комплекса основывается на косвенных данных. Для гальки вулканогенных пород из внутриформационных конгломератов тоарского возраста Восточного Кавказа **К-Аг методом полу**чены цифры 180 ± 15 млн. лет [Черкашин, Мацапулин, 2009]. По-видимому, эти гальки принадлежат вулканитам мачхалорского комплекса, латерального возрастного аналога [Снежко, Снежко, 1995] фиагдонского. Таким образом, возраст мачхалорского комплекса также принимается плинсбахским.

Таким образом, устанавлена латеральная изменчивость продуктов близкоодновозрастного основного вулканизма, более магнезиальные породы фиагдонского комплекса сменяются более железистыми вулканитами мачхалорского. Это позволяет, наряду с другими особенностями геологического строения региона, выделить в составе Большого Кавказа Центрально-Кавказский и Восточно-Кавказский сегменты, что необходимо учитывать при металлогеническом районировании региона.

- Конди К. Архейские зеленокаменные пояса. М.: Мир, 1983. 360 с.
- Снежко В.А. Новые геохронологические и геохимические данные для пород фиагдонского вулканического комплекса Центрального Кавказа // XI Всероссийское петрографическое совещание. Магматизм и метаморфизм в истории Земли. Тез. докл. Т. II. Екатеринбург, 2010. С. 252–253.
- Снежко В.А., Шарпенок Л.Н. Мезозойские вулканиты восточной части Центрального Кавказа и их петрохимические особенности //Вулканизм и геодинамика: Мат. IV Всероссийского симпозиума по вулканологии и палеовулканологии. Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН, 2009. Т. 2. С. 520–523.
- 4. Снежко Е.А., Снежко В.А. Раннемезозойские базальтоидные комплексы Восточного Кавказа //Про-

блемы геологии, оценки и прогноза полезных ископаемых Юга России. Тез. докл. зональной научной конференции. Новочеркасск, 1995. С. 25–27. **Хьюджес Ч**. Петрология изверженных пород. М.: Недра. 1988. 320 с.

- 5.
- Черкашин В.И., Мацапулин В.У. Минералого-6. геохимические особенности юрских рудных образований и металлогения Восточного Кавказа. Махачкала, 2009 (Тр. Ин-та геологии ДНЦ РАН. Вып. 54). 276 c.

# ПЕТРОХИМИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ МАНТИЙНОГО МАГМАТИЗМА В КООРДИНАТАХ Mg-(Fe+Ti)-Al: ОЦЕНКА УСЛОВИЙ ГЕНЕРАЦИИ РОДОНАЧАЛЬНЫХ МАГМ ГЛАВНЫХ ВУЛКАНИЧЕСКИХ СЕРИЙ

## © 2011 г. Ж.А. Федотов

Геологический институт КНЦ РАН, Anamumы, fedotov@geoksc.apatity.ru

Информативность диаграммы Mg-(Fe+Ti)-Al определяется тем, что ее координатными компонентами являются химические элементы, совместимые с минералами главных реакционных рядов минералов. Диаграмма позволяет проводить петрохимический анализ на основе реакционного принципа Боуэна. Анализ с ее помощью базы экспериментальных данных (Baker et al., 1995; Walter, 1998; Herzberg, Zhang, 1996 и др.) позволил построить модель плавления пиролита (рис. 1), которая является петрохимическим аналогом Р-Т диаграммы фазового состояния расплавной системы перидотита. Температура определяет на ней степень плавления пиролита от солидуса до ликвидуса и железистость расплава, давление – положение траекторий плавления и предельное содержание глинозема в расплаве. Модель увязывает состав жидкости и отчасти фазовый состав системы с давлением и степенью плавления перидотита. Правее нисходящей линии плавления при данном давлении располагается поле расплавов равновесных с Fe-Mg силикатами, левее - с плагиоклазом при давлении меньше 3 GPa и с гранатом при давлении 3 GPa и выше.

Петрохимический анализ конкретных серий вулканических пород, выполненный с ее помощью, позволил ввести ограничения в экспериментальную модель плавления перидотита и повысить ее статус до модели мантийного магматизма (рис. 2). Ограничителями служат механизмы се-



#### Рис. 1. Петрохимическая модель плавления пиролита.

Жирные – нисходящие линии плавления, цифры над ними – давление (GPa), точечные линии – границы зоны котектик плагиоклаз – Fe-Mg силикаты в толеитовых базальтах COX при атмосферном давлении, пунктир – изоплета железистости, соотетствующая степени плавления 2%. грегации жидкости, определяющие степень плавления, при которой возможно ее отделение от мантийного субстрата. Такими механизмами являются гравитационная сегрегация, работающая при степени плавления мантийного субстрата 25%, механизм типа фильтр-прессинг, эффективный при степени плавления <2%, и менее очевидный механизм локального почти полного (шокового) плавления мантийного перидотита, определяющий образование коматиитовых магм. При промежуточной степени плавления между 2 и 25% отделение жидкости от мантийного субстрата не возможно. Это определяет разрыв по составу пород между щелочными и толеитовыми вулканическими сериями и сосуществование во времени и в пространстве вулканитов – производных разноглубинных родоначальных магм. Важную роль в образовании щелочных мантийных магм играет гранат в твердом остатке. Модель мантийного магматизма увязывает петрохимические тренды конкретных вулканических серий с нисходящими линиями плавления пиролита через общие для них точки родоначальных мантийных расплавов, состав которых определяется механизмом и глубиной отделения жидкости от мантийного субстрата.

Родоначальные расплавы щелочных серий образуются при очень низкой степени плавления мантийного субстрата в гранатовой зоне. Это одно из главных условий предельного обогащения щелочных пород несовместимыми рассеянными элементами. Сегрегация такого расплава происходит по механизму типа фильтр-прессинг. В современной трактовке его можно определить как процесс коалесценции интерстициального расплава во фрактальную систему магмоводов, проявляющийся в результате нарушения равновесности реакционного порового потока жидкости вследствие выделения энергии при подъеме мантийного субстрата (Kelemen et al., 2000). Минимальной степени плавления на рис. 2 соответствует линия 2% плавления перидотита. Следовательно, точка пересечения петрохимического тренда с этой линией представляет состав родоначального расплава данной щелочной вулканической серии на диаграмме. Проходящая через эту точку нисходящая линия экспериментального плавления перидотита определяет общее давление и глубину отделения расплава от мантийного субстрата. Тренд щелочной ферропикритовой серии (щелочно-ультраосновная серии девонских магматитов Кольского региона) своим нижним концом пересекает линию субсолидуса в точке окончания нисходящей линии плавления перидотита при давлении 7 GPa, что соответствует глубине образования родоначального расплава до 210 км. Аналогичным образом определенная модельная глубина образования щелочного пикритового расплава (щелочно-базальтовая серии девонских магматитов Кольского региона) составляет 110 км.

Родоначальные расплавы толеитовых серий образуются при умеренной и низкой степени плавлении мантийного субстрата. Более точно степень плавления определяется механизмом сегрегации расплава. При умеренной степени плавления сегрегация расплава происходит под действием сил гравитации. Степень плавления, необходимая для гравитационного отделения жидкости от твердого остатка, грубо соответствует максимальному объему расплава, который может разместиться в интерстициях минеральных зерен без нарушения жесткости каркаса кристаллического остатка. Нами она оценивается цифрой 25%. Размещение точек родоначальных расплавов на линии 25% плавления перидотита лучше всего согласует петрохимические тренды толеитовых вулканических серий с экспериментальными данными. Модельная глубина образования ферропикритового родоначального расплава 300 км, пикритового 240 км, коматиитбазальтового 140 км. Базальтовые родоначальные расплавы толеитовой серии образуются при низкой степени плавления субстрата на двух уровнях – у дна океана на глубине меньше 30 км и на глубине 50-60 км. Их состав соответствует базальтовой котектике низкого давления - в первом случае потому, что отделение и фракционная кристаллизация жидкости в магмоводах происходит на малой глубине, а во втором потому, что эта котектика при давлении чуть ниже 2 GPa имеет такой же состав, как и при атмосферном давлении. Различие между ними заключается в том, что в первом случае они ведут свое происхождение от высокоглиноземистой мантийной жидкости и в ходе фракционирования дают твердый остаток в виде жил габброидов, присутствующих в перидотитах офиолитовых комплексов, а во втором - в виде жил дунитов, эволюционируя от магнезиальной базальтовой жидкости.

Тренд известково-щелочной серии начинается примерно в той же области диаграммы, где располагается магнезиальный базальтовый родоначальный расплав толеитбазальтовой серии, но отличается от тренда типичных толеитовых серий противоположной направленностью конечного отрезка в сторону вершины Al. Такое различие трендов свидетельствует о разных условиях фракционирования родоначальных мантийных расплавов известковощелочной и толеитовой серий, принципиально не



Рис. 2. Петрохимическая модель мантийного магматизма.

Черные - нисходящие линии плавления пиролита, цифры над ними – давление (GPa); мелкий пунктир – линии равной железистости, цифры у их концов - степень плавления мантийного субстрата; стрелки - петрохимические тренды вулканических серий: ЩФП и ЩП – ферропикритовая и пикритовая щелочные, ФП и П – то же толеитовые, КБ - коматиит-базальтовая, К - коматиитовая, Л – лампрфировая, ИЗЩ – известковощелочная, ТБ – толеит-базальтовая; светло-серое поле – интерстициальные астеносферные расплавы; темно-серые линии – расплавы, способные отделяться от мантийного субстрата; кружки - состав родоначальных магм реальных толеитовых вулканических серий, ромбики - то же щелочных; нулевые линии - состав экспериментально установленных котектик плагиоклаз - Fe-Mg силикат при атмосферном давлении: сплошная – лишенные щелочей лунные морские базальты, две точечные – границы поля толеитовых базальтов K<sub>2</sub>O<1%, крупный пунктир – граница котектических андезитобазальтов коматиит-базальтовой серии К<sub>2</sub>О>1%.

отличающихся по составу. В условиях растяжения фракционирование магнезиального базальтового мантийного расплава заканчивается при низком давлении образованием толеитбазальтовых магм спокойно изливающихся на земную поверхность или на дно океана. В обстановке сжатия, господствующей в зонах субдукции и коллизии, фракционирование Fe-Mg силикатов из поднимающегося расплава происходит до глубины 30 км, где самой легкоплавкой базальтовой жидкостью является высокоглиноземистый расплав. О толеитовой природе родоначального расплава известково-щелочной серии можно судить по отсутствию модального ОРх в базальтах Ключевского вулкана на Камчатке. Преимущественное фракционирование моноклинного пироксена при давлении, уменьшающемся от 2 до 1 GPa и при наличии воды (Арискин, Бармина, 2000) является началом процессов, определяющих образование гиперстеновых пород известковощелочной серии из родоначального толеитового магнезиального базальта. Далее глиноземистый базальтовый расплав прокладывает свой путь к

земной поверхности, проплавляя континентальную кору. Ориентировка конечного отрезка тренда известково-щелочной серии на диаграмме к вершине алюминия может быть связана как с контаминацией высокоглиноземистого базальтового расплава коровым веществом, так и с его фракционной кристаллизацией с участием магнетита. Контаминация добавляет кремнезем, щелочи и трехвалентное железо в высокоглиноземистую базальтовую магму, что способствует ранней кристаллизации магнетита и ее эволюции по боуэновскому пути. Механизм и теоретические основы фракционирования такого расплава детально рассмотрены в работе (Бабанский и др. 1983) Обогащение остаточного расплава щелочами и кремнеземом обусловлено кристаллизацией минералов базальтовой эвтектики – плагиоклаза, пироксена (оливина) и титаномагнетита, и накоплением в нем компонент гранитной эвтектики. Постепенность этого процесса определяет непрерывность щелочноземельных вулканических серий. Кристаллизация толеитбазальтовой магмы при низком давлении также заканчивается базальтовой эвтектикой, но недостаток щелочей и кремнезема в ней приводит к тому, что кислый расплав появляется лишь на конечной стадии кристаллизации и весь заключен в интерстициях минералов базальтовой эвтектики. Если он и образует самостоятельные тела гранофиров, как в расслоенном массиве Скаергаард, то они контрастны габброидам по со

Экспериментально установлено, что коматиитовые расплавы образуются при высокой степени плавления мантийного пиролита, приближающейся к полному его плавлению. Такое возможно только при практически моментальном локальном плавлении мантийного вещества, так как при медленном нагревании избыток расплава сверх степени плавления субстрата 25% будет удаляться из астеносферной зоны силами гравитации. Согласно обсуждаемой схемы мантийного магматизма, при умеренной степени плавления субстрата на больших глубинах образуются жидкости типа ферропикритов, обогащенные железом и титаном, а на малых - коматитбазальтовые и пикробазальтовые, но не богатые магнием коматиитовые магмы. Коматиитовая жидкость образуется при высокой степени локального плавления мантийного субстрата. Такое плавление возможно при быстром перегреве мантийного вещества поднимающегося плюма концентрированным глубинным газовым потоком. Признаки необычно сильного нагревания пород газовым потоком на разных уровнях литосферы установлены в зоне подводящего магматического канала Мончегорского плутона (Федотов и др., 2009). При шоковом плавлении одноактно образуется магма, которая в виде диапира всплывает в мантии при одновременном гравитационном осаждении из нее твердой фазы. Поэтому петрохимический тренд коматиитовой серии, как тренд фракционной кристаллизации, исходит из точки полного плавления пиролита. Точка пересечения коматиитового тренда с линией 25% плавления пиролита совпадает с точкой родоначального расплава коматиитбазальтовой серии. Этим определяется наличие близких по составу коматиитовых базальтов коматиитовой и коматиитбазальтовой серий. Но это разные магматические серии, отличающиеся геологически и геохимически в полном соответствии с разными условиями образования их родоначальных магм.

Особое происхождение имеют серии ультракалиевых пород – лампроитов, камафугитов, лейцититов, лампрофиров и кимберлитов. Петрохимические тренды этих серий начинаются в модельной области высоких степеней плавления пиролита, где гранат в твердом остатке отсутствует или играет ничтожную роль, но обогащение их пород легкими РЗЭ и другими несовместимыми элементами свидетельствует об исключительно сильном влиянии граната на состав их родоначальных расплавов. Это противоречие объясняется тем, что ультракалиевые мантийные магмы образуются не в однородном мантийном пиролите, как рассмотренные выше магмы, а в зонах погружения корового слэба под субконтинентальную мантию. Богатое глиноземом и титаном коровое вещество при плавлении на большой глубине дает жидкости, равновесые с гранатом и, возможно, с Fe-Ti оксидами. При низкой степени плавления такие жидкости сильно обогащены некогерентными и летучими элементами и деплетированы Fe, Ti, Nb и Ta. В ходе длительной субдукции они сильно метасоматизируют мантийное вещество над погружающимся слэбом. Из него и выплавляются ультракалиевые щелочные магмы. Для более точного описания условий их образования необходимо иметь экспериментальную модель плавления океанического толеитового базальта при высоких давлениях или, хотя бы, несколько экспериментов такого плавления.

Работа выполнена в рамках программы ОНЗ-8.

- 1. **Арискин А.А., Бармина Г.С.** Моделирование фазовых равновесий при кристаллизации базальтовых магм. Москва: МАИК, 2000. 363 с.
- Бабанский А.Д., Рябчиков И.Д., Богатиков О.А. Эволюция шелочно-земельных магм. М.: Недра, 1983. 96 с.
- 3. Федотов Ж.А., Серов П.А., Елизаров Д.В. Толеиты из деплетированной субкратонной мантии в корневой зоне Мончегорского плутона, Балтийский щит // ДАН 2009. Т. 426. № 6. С. 784–788.
- Baker M.B., Hirschmann M.M., Ghiorso M.S., Stolper E.M. Compositions of near-solidus peridotire melts experiments and termodinamic calculations // Nature. 1995. V. 375. № 6529. P. 308–311.
- 5. Herzberg C.T., Zhang J. Melting experiments on an-

hyidrous peridotite KLB-1 // J. Geophys, Res. 1996. V. 101. B4. P. 8271–8295. Kelemen P.B., Braun M., Hirth G. Spatial distribution

6. of melt conduits in the mantle beneath oceanic spreading ridges: observations from the Ingalls and Oman

ophiolites // Geochemistry, Geophysics, Geosystems. 2000. V. 1. Paper № 1999GC000012. Walter M.J. Melting of garnet peridotite and the ori-gin of komatiite and depleted lithosphere // J. Petrology. 1998. V. 39. №. 1. P. 29–60. 7.
### **— II. ВУЛКАНИЧЕСКАЯ ПЕТРОЛОГИЯ**

# СРЕДНЕРИФЕЙСКАЯ РИФТОГЕННАЯ ВУЛКАНО-ПЛУТОНИЧЕСКАЯ АССОЦИАЦИЯ БАШКИРСКОГО МЕГАНТИКЛИНОРИЯ: СОСТАВ, ГЕОХИМИЧЕСКАЯ И ПАЛЕОГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ, МАГМАТИЧЕСКИЕ ИСТОЧНИКИ, МИНЕРАГЕНИЯ

#### © 2011 г. В. В. Холоднов, Е. С. Шагалов

Институт геологии и геохимии УрО РАН, Екатеринбург, holodnov@igg.uran.ru

Среднерифейский магматизм в краевой части Восточно-Европейской платформы, примыкающей к Уралу (Башкирский мегантиклинорий), связан с ранними рифтогенными процессами, предшествующими раскрытию в раннем палеозое уральского палеоокеана [Иванов, 1979, Карстен и др., 1997, Ферштатер и др., 2001 и др.]. Наиболее интенсивно среднерифейский магматизм проявился в северной части Кувашско-Машакской рифтовой структуры, где образовалась система рифтовых впадин (грабенов) с различной глубиной погружения кристаллического фундамента. Это нашло отражение в особенностях проявления здесь интрузивной и вулканической деятельности, в составе и масштабах железо-титановой рудной минерализации, сопровождающей разноглубинный базитовый интрузивный магматизм, в различной интенсивности процессов метаморфизма и тектонических деформаций. В целом, магматические породы Кувашско-Машакского рифтовой структуры принадлежат к вулкано-плутонической ассоциации, вулканические члены которой - это базальты и риолиты машакской серии, а плутонические – габброиды расслоенных массивов кусинско-копанского интрузивного комплекса и перекрывающие их с востока граниты Рябиновского и Губенского массивов. Последние являются комагматами габброидов, образуя вместе с ними генетически единые габброгранитные серии [Холоднов и др., 2006]. В северной части Кувашско-Машакского рифта вулканиты (базальты и риолиты) метаморфизованы в условиях амфиболитовой фации и выделяются под названием кувашской свиты, а в южной контрастнодифференцированные вулканиты машакской свиты сохранили первичный облик и уровень метаморфизма их не превышает зеленосланцевой фации. К рифейскому этапу магматизма принадлежат также многочисленные рои даек и силлов базитов (габбро-диабазов, диабазов, пикритов, долеритов и др.), рассекающих все другие породы рифтовой структуры. Кроме того, силлово-дайковые образования рифейского возраста широко развиты и в древних метаморфических блоках (тараташском и александро-ахтенском), расположенных на северном замыкании (?) рифтовой структуры. Крупный силлово-дайковый пояс развивается и среди нижнерифейских толщ (саткинская и др. свиты), образующих западное (в современных координатах) плечо рифтовой структуры. К среднерифейскому этапу интрузивного магматизма относится и Бердяушский массив габброидов и гранитов-рапакиви, с рассекающими породы ранних фаз дайками нефелиновых сиенитов.

Характер эволюции рифейского магматизма отчетливо выявляется по вариациям состава силловодайковых роев, несмотря на то, что их систематика затруднена ограниченностью возрастных данных. В настоящее время имеются достоверные определения изотопного возраста только для Главной дайки Бакальского рудного поля, который составляет по данным U-Pb датирования бадделеита 1385.3 ± 1.4 млн. лет [Ernst et all, 2006]. По геологическим и другим признакам в составе силлово-дайковых роев выделяется несколько разновозрастных магматических комплексов [Алексеев, 1984]. В зависимости от геологической позиции условно выделяются следующие группы (комплексы) даек [Ферштатер и др., 2004, Холоднов и др., 2005], отражающие одновременно и геохимическую эволюцию их состава во времени:

1) дайки в древних (архейском тараташском и нижнепротерозойском александро-ахтенском) метаморфических блоках,

2) базитовые дайки и силлы в карбонатных породах саткинской и бакальской свит нижнего рифея,

 дайки в габброидах Кусинско-Копанской интрузии и в гранитоидах Губенского и Рябиновского массивов,

4) дайки в Бердяушском массиве.

Дайки в древнем тараташском и александроахтенском комплексах имеют повышенную щелочность. В нижнерифейских карбонатных породах саткинской и бакальской свит дайки представлены преимущественно умеренно щелочными роговообманковыми диабазами и оливиновыми габбродиабазами. Пологозалегающие силлы сложены здесь двупироксеновыми габбро-диабазами. Как в дайках, так и в силлах, хорошо проявлены зоны закалки. Наблюдается взаимодействие даек и силлов с вмещающими доломитами саткинской свиты. Дайки и силлы диабазов в габброидах Кусинско-Копанской интрузии по составу наименее щелочные, вплоть до толеитовых. В малоглубинных южных массивах (Копанском и Маткальском) это тонко-мелкозернистые породы офитовой структуры, равномернозернистые или порфировые. Для них обычны закаленные контакты. Иногда это спилитовидные пироксенсодержащие разности. В породах глубинной Кусинской интрузии – это гнейсовидные мелко-среднезернистые породы (амфиболиты) нематогранобластовой структуры. Закаленные контакты у даек здесь уже отсутствуют. Дайки таких пород наиболее обильны в эндоконтактах Кусинской интрузии, где они секут разгнейсованные и деформированные габброиды, что свидетельствует о внедрении даек и после главной фазы деформаций. В гранито-гнейсах Губенского массива многочисленны пластовые тела амфиболитов, залегание которых согласно с гнейсовидностью гранитогнейсов. Все они, в той или иной мере, будинированы. Дайки в Бердяушском массиве имеют массивную текстуру и рассекают как интрузивные породы, так и вмещающие их деформированные доломиты саткинской свиты, имея с теми и другими закаленные контакты. Они представлены амфиболовыми диабазами.

Охарактеризованные группы даек обладают как общими (резко повышенное содержание железа, ванадия и титана, заметно превышающее их средние концентрации в траппах и в базальтах континентальных рифтов), так и индивидуальными чертами химического состава, в первую очередь, по содержанию калия и ассоциированных с ним некогерентных редких элементов. По своим петрогеохимическим особенностям они также могут быть условно разделены на несколько групп. Наиболее высоким содержанием оксидов щелочных металлов, в первую очередь калия (до 3%), а также Rb, Ba, P, Ti, Nb, Ta, La, Ce, а также наиболее высоким значением La/Yb отношения (15-20) и низким (около 300) - K/Rb отношением [Холоднов и др., 2005], выделяются дайки, рассекающие породы нижнепротерозойского александро-ахтенского метаморфического комплекса. По всем геохимическим параметрам эти породы близки щелочным базальтам континентальных рифтов. Жильные диабазы в карбонатных породах саткинской и бакальской свит (вторая группа) обладают более низким значением La/ Yb отношения (5-10), меньшим содержанием калия (1-2.5%), Rb, Ba, P, Nb и многих других некогерентных редких элементов, с некоторым ростом и K/Rb отношения. По составу дайки этой группы близки породам трапповой серии Эфиопии, выделяемой в составе Восточно-Африканской рифтовой системы [Альмухамедов, Медведев, 1986, Фролова, Бурикова, 1997 и др.]. Диабазовые дайки, секущие интрузивные породы Кусинско-Копанской интрузии (третья группа), а среди них самые поздние субширотные характеризуются наиболее низкой щелочностью, очень низким содержанием калия

(0.20–0.30%), а также Rb, Cs, Ba, P, Nb, La, Ce, самым низким La/Yb отношения (2–4), при наиболее высоком K/Rb отношении (1000–2000). Амфиболитовые тела в гранито-гнейсах Губенского массива отличаются от них резко повышенным содержанием калия, Rb, Ba, суммы оксидов щелочных металлов, тогда как по содержанию Fe, V, Ti, Nb, La, Ce, а также по величине La/Yb отношения они подобны породам третьей группы. Диабазовые дайки в Бердяушском массиве занимают промежуточное положение между породами второй и третьей петрогеохимических групп.

Стратиграфическая последовательность в вулканогенно-осадочных образованиях, наблюдаемая в кувашском и в более южных машакском и шатакском грабенах свидетельствует [Карстен и др., 1997 и др.], что и для среднерифейских вулканических пород характерна определенная эволюция их состава во времени, хотя и не столь значительная, как в силло-дайковых образованиях. От ранних стадий излияния базальтов к более поздним, а в разрезах от нижних вулканогенных толщ к верхним, наблюдается некоторое увеличение в породах отношения Mg/Mg+Fe, растет содержание кальция, снижается степень окисления железа, уменьшается количество К., Ті и Р. Заметной эволюцией обладают и ассоциированные с базальтами риолиты. На классификационных диаграммах Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O/Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>+FeO и др. [Холоднов, 2005] среднерифейские кувашские метабазальты заметно тяготеют по составу к полям даек в габброидах кусинско-копанского комплекса. Это подтверждается их общей низкой щелочностью, низким содержанием в базальтах К (0.10-0.20%), Rb, Cs, Ba, P, Nb, La, Ce, низким La/Yb отношения (4–5). По геохимическим данным кувашские метабазальты близки породам стратоидной серии Афара.

Наименьшим содержанием калия и ассоциированных с ним редких элементов, а также минимальным значением La/Yb отношения (2-3) выделяются назямские амфиболиты – самые молодые метавулканиты в составе северного кувашского грабена. Они на востоке перекрывают вулканиты кувашской свиты, а сами по тектонически надвигу перекрыты кварцитами и сланцами таганайской свиты среднего рифея. По химическому составу назямские амфиболиты заметно приближаются уже к толеитам осевой зоны Красного моря. Выходы назямских амфиболитов в некоторых участках разреза достигают по ширине 0.5-1 км. Эти породы в зоне тектонического контакта с кварцитами таганайской свиты сильно деформированы и метаморфизованы. Калий-аргоновый возраст амфибола (аналитик А.И. Степанов) в таких различно метаморфизованных назямских метавулканитах составляет 1216 ± 38 млн. лет, подтверждая наиболее древними значениями среднерифейский возраст их первоначального формирования.

Кусинско-Копанский комплекс расслоенных габбровых интрузий состоит из нескольких массивов (с севера на юг): Кусинского, Чернореченского, Медведевского, Копанского и Маткальского, которые сложены однотипным набором пород, включающим габбро-нориты (наиболее распространенный тип), оливин – и амфиболсодержащее габбро, габбро-диориты и граниты, с подчиненным развитием пироксенитов, горнблендитов и анортозитов. Массивы и месторождения кусинскокопанского комплекса принадлежат к различным фациям глубинности [Ферштатер и др., 2001, 2005 и др.]: северные (Кусинский, Медведевский массивы) образовались в условиях абиссальной фации (Робщ= 6-8 кбар), а южные (Копанский, Маткальский массивы) в условиях гипабиссальной фации (Робщ=1-3 кбар), с соответствующим изменением вещественного состава пород. Граниты, ассоциированные с различными габбровыми массивами (Рябиновский и Губенский) также различаются по глубине формирования. Граниты Губенского массива, представленные гнейсовыми фациями, формируются при давлении около 8-10 кбар, тогда как при становлении Рябиновского массива величина общего и водного давления составляла 1.0-2 кбар. В то же время, по изотопно-геохимическим данным [Холоднов и др. 2010 и др.], все массивы и месторождения кусинско-копанского комплекса формировались в одно и то же среднерифейское время (1385-1395 млн. лет), одновременно с контрастным базальт-риолитовым вулканизмом машакской серии. По последним данным CA-ID-TIMS метода U-Pb возраст цирконов из метабазальтов и липаритов машакской свиты составил 1380-1385 млн. лет [Пучков и др., 2009]. Е.В. Шарков (2006) предложил называть подобную последовательность продуктов кристаллизации однотипных расплавов в условиях разных глубин – магматической фациальной серией, что наиболее характерно для зон глубинных разломов. В данном случае, дифференцированные и стратифицированные интрузии рудоносных габброидов (Маткальский, Копанский, Медведевский и Кусинский массивы) и перекрывающие их с востока массивы гранитоидов (Рябиновский и Губенский массивы), в виде длинной (около 70 км) субмеридиональной цепочки массивов, также тяготеют к крупному Зюраткульскому глубинному разлому, который представляет собой шовную рифтогенную структуру, разделяющую гетерогенные блоки Восточно-Европейской платформы. Различия в фациях глубинности, флюидном режиме этих интрузий отразились на особенностях минерального состава и масштабах Fe-Ti-V оруденения [Ферштатер, Холоднов, 2001, Холоднов и др., 2006 и др.]. С ростом глубины формирования месторождений в составе титаномагнетита последовательно снижаются содержания титана: Копанское мест. 15 мас% ТіО2, Медведевское мест. 13 мас. % и менее, Кусинское мест. 1–6 мас. % и растет содержание ванадия (от 0.5 до 1.5 мас. %) и хрома (от 0.1 до 2.5 мас. %). В рудах более глубинных северных месторождений (Кусинском и Медведевском) растет количество первично обособленного легкообогатимого ильменита (до 20–40%), что определяет более высокую промышленную значимость на титановое сырье месторождений северной глубинной группы.

Раскрытие Кувашско-Машакского рифта в среднем рифее, таким образом, повторяет практически все этапы деструкции континентальной коры, предшествующие образованию спрединговых зон с полным разрывом сплошности литосферы. Для состава вулканитов и особенно дайковых роев здесь, как и для наиболее типичных внутриконтинентальных рифтовых систем, характерна направленная эволюция химизма пород: от ранних более щелочных их разностей, до существенно деплетированных в отношении калия и некогерентных литофильных редких элементов толеитов. Особенно четко выражена такая эволюция в породах самого северного кувашского грабена, где на востоке появляются поздние вулканиты (назямская толща) с очень низким содержанием калия и ассоциированных с ним редких элементов. Это определяется тем, что на севере Кувашско-Машакской рифтовой структуры – в кувашском грабене – растяжение древней континентальной коры было наиболее интенсивным. Это и определило формирование здесь наиболее глубокой рифтовой структуры с погружение кристаллического дна этого грабена на значительную глубину - не менее, чем на 20 км. Соответственно такая геодинамическая обстановка нашла свое отражение в химизме вулканогенных пород и появлении здесь разноглубинных стратифицированных интрузий габброидов и гранитоидов кусинскокопанского рудоносного комплекса, вытянутых в субмеридиональном направлении вдоль глубинного Зюраткульского разлома. По химическому составу габброиды кусинско-копанского комплекса, как и большая часть синплутонических (с субмеридиональным простиранием) даек диабазов, близки метабазальтам кувашской свиты, что и является свидетельством принадлежности всех этих пород к единой среднерифейской (1380-1390 млн. лет) рифтогенной вулкано-плутонической ассоциации Башкирского мегантиклинория. Характерной геохимической особенностью этой рифтогенной вулканоплутонической ассоциации, на фоне резко повышенных содержаний в породах Fe, Ti и V и других сидерофильных элементов, является ее исключительно сильная обедненность калием и многими литофильными редкими элементами, что позволяет искать аналогии с геодинамическими обстановками непосредственно предшествующими раскрытию океанических структур. Вместе с тем, отрицательные значения єNd для габбро-норитов (-2.4) и массивных магнетит-ильменитовых руд (-1.1) Ку-

ВУЛКАНИЗМ И ГЕОДИНАМИКА, Екатеринбург, ИГГ УрО РАН, 2011

синского месторождения, как и первичное повышенное отношение изотопов Sr для габбро-норитов Копанского массива, гранитов Рябиновского и Губенского массивов (0.7052) свидетельствуют [Холоднов, 2010], что исходный для данной ассоциации мантийный магматический источник в начале среднего рифея был еще практически недеплетирован. Такое противоречие может быть, по-видимому, разрешено дальнейшим более углубленным исследованием изотопно-геохимических параметров всех вещественных комплексов данной рифтогенной вулкано-плутонической ассоциации, включая и изотопно-геохимическое изучение наиболее молодых вулканитов назямской толщи.

Работа выполнена при финансовой поддержке программ ОНЗ РАН № 2, № 8 и № 10 (проект 09-Т-5–1019) и гранта РФФИ 08–05–00018-а.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Алексеев А.А. Рифейско-вендский магматизм западного склона Южного Урала. М. Наука, 1984. 136 с.
- Иванов С.Н. Байкалиды Урала и природа метаморфических комплексов, обрамляющих эвгеосинклинали. Свердловск: УрО АН СССР. 1979.
- Карстен Л.А., Иванов К.С., Маслов А.В., Банквиц П., Дульски П. Природа машакской вулканогенно-осадочной ассоциации Башкирского антиклинория: новые геохимические данные // Рифей северной Евразии. Геология. Общие проблемы стратиграфии. Екатеринбург. УрО РАН. 1997. С. 155–165
- 4. Пучков В.Н., Краснобаев А.А., Шмитц М., Коз-

лов В.И. и др. Новые U-Pb датировки вулканитов машакской свиты рифея Южного Урала и их сравнительная оценка // Геологический сборник № 8.Информационные материалы.Уфа: ДизайнПолиграф-Сервис, 2009. С 3–14.

- 5. Ферштатер Г.Б., Холоднов В.В., Бородина Н.С. Условия формирования и генезис рифейских ильменит-титаномагнетитовых месторождений Урала // Геология рудных месторождений. 2001. Т.43. № 2. С. 112–128.
- Ферштатер Г.Б., Холоднов В.В., Прибавкин С.В. Габбро-диабазовые дайки и силлы в раннесреднерифейских породах Башкирского антиклинория // Ежегодник 2003. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2004. С. 201–206.
  Фролова Т.И., Бурикова И.А. Магматические фор-
- Фролова Т.И., Бурикова И.А. Магматические формации современных геотектонических обстановок. Изд-во Московского университета, 1997.С.319.
- Холоднов В.В., Ферштатер Г.Б., Бородина Н.С., Прибавкин С.В. Геохимическая типизация среднерифейских диабазовых даек зоны Зюраткульского глубинного разлома (Башкирский Антиклинорий, Ю.Урал) // Ежегодник-2004, Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2005. С. 225–232.
- Холоднов В.В., Ферштатер Г.Б., Ронкин Ю.Л., Бородина Н.С., Прибавкин С.В., Лепихина О.П. Sm-Nd-, Rb-Sr- возраст габброидов, гранитоидов и титаномагнетитовых руд из расслоенных интрузий Кусинско-Копанского комплекса (Южный Урал) // ДАН, 2010, Т. 432, № 5, С. 650–654.
  Ernst, R.E., Pease,V., Puchkov,V.N., Kozlov,V.I.,
- Ernst, R.E., Pease, V., Puchkov, V.N., Kozlov, V.I., Sergeeva, N.D., Hamilton, M. Geochemical characterization of precambrian magmatic suites of the southeastern margin of the east European craton, southern Urals, Russia. Ufa – July 2006. P. 53.

#### II. ВУЛКАНИЧЕСКАЯ ПЕТРОЛОГИЯ

# УНИКАЛЬНАЯ БЫСТРАЯ СМЕНА СОСТАВА РАСПЛАВОВ В ИЗВЕРЖЕНИЯХ 1720–1721 гг. ВУЛКАНОВ ЛАОХЕЙШАН И ХУОШАОШАН, СВ КИТАЙ: РОЛЬ КОМПОНЕНТОВ ЛИТОСФЕРЫ И АСТЕНОСФЕРЫ

#### © 2011 г. И. С. Чувашова\* \*\*, С. В. Рассказов\* \*\*, Т. А. Ясныгина\*, Н. Н. Фефелов\*, Е. В. Саранина\*

\*Институт земной коры СО РАН, г. Иркутск, chuvashova@crust.irk.ru \*Иркутский государственный университет, г. Иркутск

Движения земной поверхности – верхней границы литосферы (внешней прочной оболочки Земли) – регулируются динамикой астеносферы – "слабого слоя", компенсирующего эти движения. Термин "астеносфера" был введен в употребление в начале 20-го столетия после введения термина "изостазия", а позже был применен и в расшифровке компонентного состава мантийных расплавов, но уже с выделением нового существенного признака – изотопного и микроэлементного состава излившихся расплавов. Поскольку астеносферный слой ослаблен, предполагалось, что его состав должен быть однородным в связи с конвективным перемешиванием материала [Anderson, 1995].

В провинции Бассейнов и Хребтов на западе США к астеносферному отнесен материал базанитов и щелочных оливиновых базальтов четвертичного вулканического поля Джеронимо с сильно обедненными изотопными характеристиками Sr и Nd мантийного резервуара DM, подобного источнику срединных океанических хребтов (MORB). Начало извержений расплавов этого типа в южной части рифта Рио-Гранде около 13 млн. лет назад интерпретировалось как показатель поднятия астеносферы. Смена базальтовых излияний временного интервала 8.3-6.2 млн. лет назад с умеренно изотопно-обедненным составом ( $\epsilon Nd = +3.2...+4.2$ ) базальтовыми излияниями в интервале 4.3-0.3 млн. лет назад с сильно изотопно-обедненным составом  $(\epsilon Nd = +5.5...+6.6)$  в центральной части рифта, на поднятии Люсеро, связывалось с утонением литосферы, сочетавшимся с региональным поднятием и активизацией рифтогенеза [Perry et al., 1988]. В приведенном примере предполагалось, что эффект поднятия земной поверхности (поднятия астеносферы с утонением литосферы) непосредственно отразился и в повышении роли астеносферного материала в составе излившихся расплавов. Между тем компонент DM имел ограниченное распространение на территории запада США. В базальтах северной части рифта Рио-Гранде роль общего компонента играл менее изотопно-обедненный материал с начальным (<sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr)<sub>0</sub> ~ 0.7040 [Рассказов и др., 2010].

Очевидно, что континентальной астеносфере не может быть приписан какой-то фиксирован-

ный изотопный состав. соответствующий. например, источнику MORB. Свойство общего изотопногомогенного материала проявляется в вулканических породах различных континентальных территорий в трендах вариационных диаграмм, сходящихся в одной точке. Общие компоненты прослеживаются в базальтовых расплавах, изливавшихся на территориях сотни тысяч квадратных километров. Соответствующие им области мантии имеют конечные размеры. Мы предполагаем, что общие компоненты явились результатом гомогенизации материала в локальных подлитосферных расплавных аномалиях. Последние объединяются на территории Азии в крупные низкоскоростные домены: Саяно-Монгольский с глубиной аномалий 50-200 км и Забайкальский с глубиной аномалий 200-400 км [Рассказов и др., 2003].

Проблема соотношений литосферных и астеносферных компонентов в кайнозойских базальтах Северо-Восточного Китая обсуждается уже более трех десятилетий. Сначала Ф. Фрай, К. Жи и Я. Сонг отнесли миоценовые щелочные базальты провинции Ханнуоба к изотопно-обедненному астеносферному источнику, а толеитовые - к менее обедненному, литосферному. М. Татсумото и др. выявили резкое отличие геохимических характеристик мантийных ксенолитов (как пород мантийной части литосферы) и вмещающих их лав. В связи с этим все базальтовые расплавы были интерпретированы как производные астеносферной мантии. Авторы более поздних работ подчеркивали гетерогенный характер источников базальтовых расплавов подлитосферной мантии и пытались определить их компонентный состав с выделением роли литосферных примесей [Zhang et al., 1995; Zou et al., 2000; и др.]. Источником калиевой серии провинции Хелунцзян считалась пост-архейская континентальная литосферная мантия, подобная компоненту EM1 [Zhang et al., 1995; Zou et al., 2000].

В центральной части провинции Хелунцзян, от хр. Большой Хинган на западе (Нуоминхе) до хр. Малый Хинган на востоке (Уйилинг), протягивается субширотная 550-километровая вулканическая зона. Ее центральную часть пересекает субмеридиональная 380-километровая зона, пространствен-



**Рис. 1.** Схема пространственного распределения вулканических пород в центральной части провинции Хелунцзян (на врезке территория исследований выделена прямоугольником).

На рис. (б)–(е) – гистограммы содержаний калия в вулканических породах. В субмеридиональной зоне Кедонг–Еркешан– Удалианчи–Келуо–Ксаогулихе сосредоточен магматизм калиевой серии, а в субширотной зоне Нуоминхе–Уйилинг – калинатровой. Использованы данные [Zhang et al., 1995; Zou et al., 2000, 2003; Чувашова и др., 2009; Рассказов и др., 2011; и ссылки в этих работах].

но соответствующая северному замыканию впадины Сунляо. Эту зону составляют поля Кедонг, Еркешан, Удалианчи, Келуо и Ксаогулихе [Чувашова и др., 2009] (рис. 1).

На поле Удалианчи насчитывается 14 вулканических конусов. Извержения происходили в основном в интервале последних 1.5 млн. лет. Имеются данные о начальных вулканических извержениях в интервале 2.3–2.0 млн. лет назад. В центральной части поля извергались вулканы Йаокуаншан (1.33– 0.93 млн. лет) – Уэйшан, Уохушан (0.56–0.29 млн. лет) – Биджиашан (0.29–0.16 млн. лет) – Лаохейшан (1720 г.) – Хуошаошан (1721 г.). Последние 5 вулканов выстроились в линию Уэйшан-Уохушан северо-восточного простирания протяженностью около 23 км. Вулкан Йаокуаншан, предварявший активность линии вулканов Уохушан–Уэйшан, располагался в 5 км восточнее ее.

Астеносферный компонент выделяется на рис. 2 как общий состав: <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr = ~0.7052, 10<sup>3</sup>×Sr<sup>-1</sup> =

~1.4 кг/мкг. На разных трендах смешения с общим составом находятся лавы вулканов Хуошаошан, Биджиашан (Удалианчи), Нансан (Келуо), вулкана Кси-Фанг и "долинных" потоков (Нуоминхе). Среди лав вулкана Лаохейшан тренду Биджиашан-Нансан  $({}^{87}Sr/{}^{86}Sr = ~0.7052$ , т.е. астеносферному значению) соответствует только высокомагнезиальная группа лав вулкана Лаохейшан, а менее магнезиальные составы этого вулкана (группы Lh1 и Lh1-2) обнаруживают примесь изотопно-обогащенного литосферного компонента. С одной стороны, наклонный тренд вулкана Хуошаошан, обусловленный смешением литосферного и астеносферного материала, подобен наклонному тренду лав Нуоминхе, с другой стороны – тренды вулканов Йаокуаншан (Удалианчи), Тайсан, Гушан (Келуо), Еркешан не обнаруживают какой-либо тенденции, которая соответствовала бы такому же смешению. Распределение точек на диаграммах изотопных отношений <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr, <sup>206</sup>Pb/<sup>204</sup>Pb и <sup>143</sup>Nd/<sup>144</sup>Nd моделируется лини-



Рис. 2. Соотношения  $({}^{87}\text{Sr}/{}^{86}\text{Sr})_0$ -10<sup>3</sup>/Sr в вулканических породах.

ями смешения, свидетельствующими о преобладании в излившихся расплавах литосферного материала и доли астеносферной примеси, составляющей от 2 до 9% [Рассказов и др., 2011].

Области мантийного магматизма центральной части провинции Хелунцзян пространственно соответствует малоглубинная (~100 км) расплавная аномалия, выступающей над Забайкальским низкоскоростным доменом. Мы интерпретируем установленный общий изотопно-обогащенный компонент как астеносферный материал, подстилающий литосферу, и предполагаем, что подошва последней была изотопно-идентичной астеносфере. Вулкан Йаокуаншан, предварявший активность линии вулканов Уохушан–Уэйшан, извергал выплавки из сильно обогащенного внутрилитосферного источника, материал которого продолжал поступать и в начальный эпизод активности вулканической линии Уохушан-Уэйшан на ее окончаниях в интервале 0.56–0.29 млн. лет назад. Смещение вулкана Биджиашан от вулкана Уохушан к центральной части линии Уохушан–Уэйшан в интервале 0.29– 0.16 млн. лет назад сопровождалось сменой состава материала от литосферного к астеносферному. Более низкое значение  $10^3 \times Sr^{-1}$ , по сравнению с общим компонентом, отражало частичное плавление подошвы литосферы, находившейся в изотопном равновесии с астеносферой. Промежуточный изотопный состав стронция расплавов вулкана Уохушан между расплавами вулканов Йаокуаншан и Биджиашан отражал смешение выплавок, свойственных для источников этих двух вулканов: внутрилитосферного и подошвы литосферы.

Фаза извержения вулкана Лаохейшан в 1720-1721 гг. (L-фаза) характеризовалась широким спектром выплавок. На рис. 2 показаны три группы составов: 1) низкомагнезиальная (Lh1), производная сильно обогащенной литосферы, 2) высокомагнезиальная (Lh2), производная основания литосферы, равновесного с астеносферой, и 3) с промежуточной магнезиальностью (Lh1-2), представлявшая собой смесь материала Lh1 и Lh2. В течение короткого эпизода L-фазы был извергнут материал из источников центральной части поля Удалианчи, вовлекавшихся в плавление в течение временного интервала 1.33-0.16 млн. лет назад. Такое всеобъемлющее вовлечение материала в плавление повлекло за собой быструю эрозию подошвенного слоя и сильно обогащенного слоя литосферы с механическим замещением этих слоев астеносферным материалом. В фазу извержений вулкана Хуошаошан 1721 г. (фазу Н) компоненты этих слоев в выплавках отсутствовали, а дальнейшей эрозии подвергалась вышележащая часть менее обогащенной литосферы с примесью астеносферного материала.

В отличие от смены литосферного источника астеносферным под поднятием Люсеро рифта Рио-Гранде, произошедшей во время перерыва в магматизме между извержениями 8.3–6.2 и 4.3–0.3 млн. лет назад, смена источников центральной части поля Удалианчи была выражена непосредственно в процессе вулканических извержений, продолжавшихся 1 год и 5 месяцев.

Работа выполнена при финансировании в рамках реализации ФЦП "Научные и научно-педагогические кадры инновационной России" на 2009–2013 годы", государственный контракт № П736.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- 1. Рассказов С.В., Логачев Н.А., Кожевников В.М. и др. Ярусная динамика верхней мантии Восточной Азии: соотношения мигрирующего вулканизма и низкоскоростных аномалий // Доклады АН. 2003. Т. 390, № 1. С. 90–95.
- Рассказов С.В., Ясныгина Т.А., Фефелов Н.Н. и др. Геохимическая эволюция среднепозднекайнозойского магматизма в северной части рифта Рио-Гранде, запад США // Тихоокеанская геология. 2010. Т. 29, № 1. С. 15–43.
- 3. Рассказов С.В., Чувашова И.С., Лиу Я. и др. Соотношения компонентов литосферы и астеносферы в позднекайнозойских калиевых и калинатровых лавах провинции Хелунцзян, Северо-Восточный Китай // Петрология. 2011. № 5 (в печати).
- Чувашова И.С., Рассказов С.В., Лиу Я. и др. Изотопно-обогащенные компоненты в эволюции позднекайнозойского калиевого магматизма провинции Хейлонгджанг, Северо-Восточный Китай // Известия Иркутского государственного университета. Серия "Науки о Земле". 2009. Т. 2. № 2. С. 181–198.
- Anderson D.L. Lithosphere, asthenosphere, and perisphere // Review of Geophysics. 1995. V. 33, № 1. P. 125–149.
- 6. **Perry F.V., Baldridge W.S., DePaolo D.J.** Chemical and isotopic evidence for lithospheric thinning beneath the Rio Grande rift // Nature. 1988. V. 332. P. 432–434.
- Zhang M., Suddaby P., Thompson R.N. et al. Potassic rocks in NE China: geochemical constraints on mantle source and magma genesis // J. Petrology. 1995. V. 36. № 5. P. 1275–1303.
- Zou H., Zindler A., Xu X. et al. Major, trace element, and Nd, Sr, and Pb isotope studies of Cenozoic basalts in SE China: mantle sources, regional variations, and tectonic significance // Chemical Geology. 2000. V. 171. P. 33–47.

### **II. ВУЛКАНИЧЕСКАЯ ПЕТРОЛОГИЯ**

# ПРИРОДА СВЯЗИ МАГМАТИЗМА С ГЕОДИНАМИЧЕСКИМИ ПРОЦЕССАМИ

#### © 2011 г. В. С. Шкодзинский

Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН, Якутск, shkodzinskiy@diamond.ysn.ru

В настоящее время установлено, что для каждой геодинамической обстановки характерен определенный по составу и формам проявления магматизм. Выяснение природы этой связи имеет существенное значение для эффективного прогноза и поиска полезных ископаемых, ассоциирующих с магматическими породами. Однако до сих пор эта проблема не имеет убедительного решения. Появление магм обычно связывают с гипотетическими процессами выплавления под влиянием эманационного и теплового воздействия поднимающихся плюмов на породы коры и мантии. Однако такому их образованию противоречат незначительное содержание в мантийных породах (сотые - десятые доли %) летучих компонентов и поэтому отсутствие в них источника метасоматизирующих флюидов, исключительно высокая вязкость мантийных пород (в миллиарды раз выше, чем металлического железа), препятствующая процессам отделения и движения в них флюидов и выплавок, и множество других данных (Шкодзинский, 2003).

Полученные в последние десятилетия доказательства горячей гетерогенной аккреции Земли и фракционировании на ней глобального магматического океана в новом свете представляют природу связи магматизма с геодинамическими обстановками. Выполненные расчеты [Harris, Tozer, 1967; Шкодзинский, 2003] показали, что при аккреции Земли сначала сформировалось железное ядро в результате очень быстрого слипания намагниченных в магнитном поле Солнца железных частиц, поскольку скорость объединения их под влиянием магнитных сил в двадцать тысяч раз больше, чем силикатных тел под влиянием сил гравитационного притяжения. Выпадавший затем силикатный материал плавился в результате импактного тепловыделения и формировал глобальный магматический океан. По мере аккреции его придонная часть кристаллизовалась и фракционировала под влиянием роста давления новообразованных верхних частей. Кумулаты и захороненные среди них расплавы после полного компрессионного затвердевания сформировали соответственно ультраосновные породы и эклогиты, что объясняет генезис этих наиболее распространенных в мантии пород. Остаточные расплавы всплывали, обогащали магматический океан расплавофильными компонентами и обусловили рост среднего содержания последних от нижних его частей к верхним.

Сначала океан имел небольшую глубину, поэтому возникали низкобарические преимущественно толеитовые, реже андезитовые и дацитовые остаточные расплавы. Более тяжелые основные расплавы располагались в придонной части океана и частично захоронялись среди кумулатов, что объясняет приемущественно толеитовый состав мантийных эклогитов. Кислые расплавы накапливались в верхней части. При дальнейшем увеличении глубины океана состав остаточных расплавов изменялся до пикритового и перидотитового. Вследствие значительного увеличения плотности сверху вниз (от 2.2 до 2.8 г/см<sup>3</sup>) в расслоенном магматическом океане глубиной около 240 км при остывании после прекращения аккреции не возникали обширные, от подошвы до поверхности, конвективные потоки, поэтому он очень медленно остывал, кристаллизовался и фракционировал сверху вниз преимущественно в результате кондуктивных теплопотерь.

Результаты расчетов [Шкодзинский, 2003] свидетельствуют о том, что в первые 0.56 млрд. лет земная поверхность была полностью покрыта расплавом и на ней не было твердых пород. Это объясняет отсутствие в земной коре пород древнее 4 млрд. лет. В период примерно с 4.0 до 2.7 млрд. лет назад происходили кристаллизация и фракционирование верхних частей кислого слоя магматического океана с образованием серых гнейсов из кумулатов и древнейших гранитов из остаточных расплавов (рис. 1). Преимущественно 3.3-1.8 млрд. лет назад протекали процессы кристаллизации и фракционирования нижних частей кислого слоя после их частичного всплывания к земной поверхности с формированием эндербитов и чарнокитов. Эти процессы объясняют происхождение континентальной кристаллической коры, ее преимущественно кислый ортогнейсовый и гранитоидный состав и огромную мощность. Обособление остаточных расплавов в кристаллизовавшихся ортогнейсах приводило к повсеместному развитию в них автохтонного гранитного материала и объясняет происхождение "региональной гранитизации" этих пород без привлечения нереальных метасоматических процессов, то есть решает проблему "гранитизации", более ста лет являвшуюся предметом острой дискуссии. Кристаллизация кислого слоя объясняет казавшееся загадочным массовое образование гранитоидов на континентах 3.0-1.8 млрд. лет назад. Этот магматизм происходил в геодинамической обстановке формирования кислой коры путем магматического фракционирования.

Последующая кристаллизация и дифференциация более глубинного основного слоя в условиях повышенного давления сопровождалась интенсивным накоплением в остаточных расплавах щелочей. Это объясняет появление на континентах примерно 2.6 млрд. лет назад значительного количества магматических пород с повышенным содержанием щелочей (сиенитов, монцонитов, рапакиви и др.). При остывании основного слоя кристаллизовавшийся плагиоклаз вследствие небольшого удельного веса чаще всего всплывал. Выжимание еще не затвердевшей "каши" кристаллов этого минерала в земную кору объясняет образование 2.8-1.0 млрд. лет назад автономных анортозитов. Позже "каша" кристаллов затвердела и потеряла способность к внедрению, что является причиной прекращения процессов формирования автономных анортозитов. Геодинамические условия в это время можно назвать обстановкой тектоники тонкой пластичной коры.

Кристаллизация и фракционирование наиболее глубинных пикритового и перидотитового слоев привели к началу формирования на континентах около 2.8-2.1 млрд. лет назад щелочноультраосновных и лампроитовых магматических пород. Особый интерес представляет время проявления карбонатитового и кимберлитового магматизма, так как расплавы такого состава должны формироваться на заключительном этапе фракционирования придонных слоев магматического океана и поэтому прекращение этого магматизма означало бы полное завершение процессов фракционирования магматического океана. Однако, несмотря на некоторую периодичность, в среднем происходит резкое возрастание его интенсивности в течение протерозоя и фанерозоя. Так, количество образующихся кимберлитовых тел в фанерозое каждые 0.2 млрд. лет увеличивалось в 2-3 раза, а занимаемая ими суммарная площадь возрастала примерно в 3 раза. Количество и суммарная площадь сформировавшихся карбонатитовых массивов особенно сильно, соответственно примерно в 1.5 и почти в 2 раза, увеличились в последние 0.3 млрд. лет [Шкодзинский, 2009]. Наблюдается также возрастание в карбонатитах с течением времени среднего содержания расплавофильных компонентов, накапливавшихся в самых поздних низкотепературных остаточных расплавах. Наибольшей способностью к концентрации в расплаве обладают легкие редкоземельные элементы. Среднее содержание суммы окислов этих элементов возрастает от 2.8% для карбонатитовых месторождений с возрастом 2.1-1.5 млрд. лет, до 3% – с возрастом 1.5–0.9 млрд. лет, до 3.7% – с возрастом 0.9–0.3 млрд. лет и до 4.3% – с возрастом 0.3-0 млрд. лет. Средние запасы редкоземельных месторождений для карбонатитов этих



**Рис. 1.** Схема кристаллизации постаккреционного расслоенного магматического океана и эволюции магматизма на континентах.

Состав формировавшихся магм: 1 – кислый, 2 – субщелочной, 3 – анортозитовый, 4 – щелочноультраосновной, 5 – лампроитовый, 6 – кимберлитовый.

возрастных интервалов составляют соответственно 1.5; 1.5; 21.5 и 25 млн. тонн.

Увеличение интенсивности карбонатитового и кимберлитового магматизма во времени и накопление в карбонатитах расплавофильных компонентов указывают на то, что процессы фракционирования остатков магматического океана в основании континентальной литосферы продолжаются до сих пор. Это связано с низкой температурой затвердевания этих расплавов. Так, судя по экстраполированным экспериментальным данным [Boettcher et. al, 1975], при давлении 4-5 ГПа температура солидуса карбонатитов при избытке водосодержащего флюида составляет примерно 550-650°С [Шкодзинский, 2003]. Современный тепловой поток на древних платформах равен в среднем примерно 30 мВт/м<sup>2</sup>, что соответствует 700-800° при 4-5 ГПа. То есть, температура в нижних частях континентальной литосферы превосходит таковую для солидуса карбонатитов и поэтому карбонатитовые и кимберлитовые остаточные расплавы до сих пор существуют в нижних частях литосферы. Они видимо залегают в виде линз и жил среди кумулатов. В связи с постоянным присутствием этих остаточных расплавов для возникновения карбонатитов и кимберлитов необходимы были лишь мощные тектонические процессы деформации континентальной литосферы, которые приводили к появлению в ней зон растяжения и к выжиманию по этим зонам наиболее подвижных нижних ее частей. Такие тектонические процессы наиболее интенсивно происходили при растяжении континентальной литосферы под влиянием растекания под ней вещества плюмов, сопровождались основным и щелочно-ультраосновным магма-





1 – очаги толеитовых магм в астеносфере, 2 – недифференцированные магмы срединно-океанических хребтов, 3 – дифференцированные толеитовые магмы океанических островов, 4 – субщелочные и щелочные магмы абиссальных океанических равнин и зон субдукции, 5 – дацит-андезит-базальтовые магмы субдукционных вулканических поясов, 6 – направление движения вещества в мантии.

# тизмом и протекали в геодинамической обстановке внутриконтинентального спрединга.

Быстрая аккреция железного ядра Земли под влиянием магнитных сил обусловила более сильный импактный разогрев его по сравнению с позже формировавшейся силикатной мантией и объясняет существование скачка температуры на их границе в 1000-3000°С. Постоянный подогрев ядром мантии приводит к возникновению в ней крупных плюмов горячего и поэтому менее плотного материала. Влияние силы Кориолиса на мантийную конвекцию объясняет сильно наклонную ориентировку поднимающихся и опускающихся струй. При подъеме нижнемантийных плюмов не перидотиты, как обычно предполагается, а содержащиеся в них тела эклогитов должны в первую очередь плавиться под влиянием огромной декомпрессии и выделения тепла трения вязкого течения, поскольку температура их плавления на 150-250° ниже, чем перидотитов. Поэтому повышенное поглощение поперечных сейсмических волн в астеносфере должно быть в основном связано не с присутствием интерстиционного расплава в ее ультраосновных породах, а с нахождением в ней тел расплавленных и полурасплавленных эклогитов. Массовое одновременное плавление эклогитов в крупных нижнемантийных плюмах и подъем расплавов в верхние части земной коры объясняет быстрое (за 1-10 млн. лет) образование гигантского объема траппов в зонах внутриконтинентального спрединга. Низкое давление в маломощном раннем магматическом океане при аккреции нижней мантии, где путем придонного компрессионного фракционирования формировались исходные расплавы эклогитов, является причиной преимущественно толеитового состава этих пород и сформировавшихся из них магм. Широкое развитие толеитовых базитов в полях алмазоносных кимберлитов с низкотемпературной мощной литосферой подтверждает унаследованность толеитового состава этих базитов от процессов низкобарического синаккреционного фракционирования магматического океана.

Продолжающееся всплывание нижнемантийных плюмов могло приводить к полному раздвигу континентальной литосферы и к образованию зон океанического спрединга. Здесь на малоглубинный уровень обычно поднимаются самые глубинные части нижней мантии, наиболее бедные расплавофильными компонентами. Скорость их подъема и связанного с ней спрединга являются максимальными, поскольку всплывает наиболее высокотемпературное и поэтому наименее плотное вещество. Это определяет образование наиболее бедных расплавофильными компонентами N-толеитов быстроспрединговых срединно-океанических в хребтах (СОХ) (рис. 2). После возникновения их магмы сразу же изливались на океаническое дно, что является причиной чаще всего незначительной степени их фракционированности. В процессе растекания вещества плюмов под формирующейся океанической корой образовавшиеся очаги преимущественно толеитовых магм начинали кристаллизоваться и фракционировать под влиянием остывания и возрастания давления при погружении астеносферных струй под более мощную литосферу абиссальных равнин. Вследствие в среднем еще невысокого давления (0.5-1.0 ГПа) под примыкающей к СОХ тонкой океанической литосферой при фракционировании сначала формируется дифференцированная толеитовая (толеитисландит-риолитовая) серия, характерная для океанических островов. Большое поле устойчивости оливина при низком давлении приводит к образованию таких экзотических пород как бониниты. Подъем остаточных расплавов из более глубинных частей астеносферы, в которых толеитовые очаги фракционируют при более высоком давлении, является причиной формирования присутствующих на океанических островах субщелочных и щелочных серий. При движении плит над особенно крупным магматическим очагом в астеносфере периодически поднимающиеся магмы должны формировать цепь магматических тел с постепенно уменьшающимся возрастом. Такое происхождение име-ет видимо магматизм "горячих точек". Его обычно связывают с подъемом от ядра узких стационарных струй очень горячего вещества. Однако магмы "горячих точек" не имеют признаков большой высокотемпературности, поскольку в отличие от магм COX они часто содержат вкрапленники и относительно низкотемпературные кислые разности.

Необходимые для возникновения известковощелочной серии величины давления (примерно 1-3 ГПа) под главным магматическим поясом зон субдукции находятся в астеносферном клине между опускающейся и перекрывающей литосферными плитами. Обычно предполагаемому образованию здесь магм под влиянием выделяющихся из опускающейся плиты флюидов препятствует очень высокая вязкость и температура астеносферы, исключающая возможность значительного проникновения в нее флюидов. В астеносфере уже есть камеры фракционирующих толеитовых часто кварцнормативных расплавов, поэтому проблема заключается не в поиске причин плавления, а в установлении причины фракционирования этих камер. Очевидно, что такой причиной является охлаждение астеносферного клина опускающейся холодной литосферой. Оно приводит к быстрой кристаллизации и к глубокому фракционированию толеитовых расплавов с формированием известково-щелочных серий в менее глубинных частях клина и субщелочных и щелочных – в более глубинных. Обычно отсутствие в магматических породах океанических островов и в субдукционных известково-щелочных сериях ультраосновных

разностей и положение всех этих пород на единых с толеитами трендах дифференциации подтверждают образование их путем фракционирования тел толеитовых магм в астеносфере.

В обстановке коллизии к затухающему субдукционному магматизму часто присоединялся мощный гранитоидный магматизм, обусловленный интенсивным фрикционным подплавлением наиболее кислых пород кристаллического фундамента в зонах обширных глубинных надвигов и их дальнейшим декомпрессионным плавлением при выжимании и всплывании. Иногда здесь присутствует магматизм, связанный с активизацией остаточных расплавов континентальной литосферы.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- 1. Шкодзинский В.С. Проблемы глобальной петрологии. Якутск: Сахаполиграфиздат, 2003. 240 с.
- 2. Шкодзинский В.С. Генезис кимберлитов и алмаза. Якутск: ОАО Медиа-холдинг Якутия, 2009. 352 с.
- 3. **Boettcher A.L., Mysen B.O., Modreski P.J.** Melting in the mantle: phase relationships in natural and synthetic peridotite-H<sub>2</sub>O and peridotite-H<sub>2</sub>O-CO<sub>2</sub> -C-H-O-S with application to kimberlite // Phys. Chem. Earth. 1975. V. 9. P. 857–867.
- 4. Harris P.G., Tozer D.C. Fractionation of iron in the Solar system // Nature. 1967. V. 215. N 5109. P. 1449–1451.

### III. ФАЦИАЛЬНО-ФОРМАЦИОННЫЙ АНАЛИЗ

# ВЕРХНЕПЛИОЦЕН-ЧЕТВЕРТИЧНЫЙ ВУЛКАНИЗМ, ФОРМЫ ЕГО ПРОЯВЛЕНИЯ В ВОРОТАН-ГОРИССКОМ ДИАТОМИТОНОСНОМ БАССЕЙНЕ

#### © 2011 г. Т. А. Авакян, Ж. О. Степанян

Институт геологических наук НАН Армении, г.Ереван, e-mail: janeta.stepanyan@gmail.com

Воротан-Горисский диатомитоносный бассейн является очень хорошим объектом для изучения связи процесса диатомитообразования с вулканизмом. Бассейн расположен в Сисианском и Горисском районах. Нами в статье рассмотрена вулканогенно- диатомитовая формация Воротан-Горисского диатомитоносного бассейна. Влияние вулканического процесса на формирование пород фомации очень велико. Вулканогенно- диатомитовая формация этого бассейна представляет собой сложное сопряжение кремнистового материала (диатомиты), лав, пирокластических, вулканотерригенных и терригенных пород. Датируется она верхнеплиоцен-четвертичным временем. В промежутке от плиоцена по четвертичный период в ре-



Рис. 1. Усредненные соотношения типов пород в составе вулканогенно-диатомитовой формации.

гионе происходили извежения тремя циклами [Ширинян, 1962]. В интервалах между ними протекало диатомитообразование. Мощность формации 350-400м. Подавляющее большинство диатомитовых месторождений Армении (80-85%) связано с этой формацией. Отметим, что связь диатомитовых месторождений с вулканизмом известна не только в Закавказье, но она характерна и для многих диатомитовых месторождений Японии, Новой Зеландии, Австралии, Франции и т.д. Вулканогенно- диатомитовая формация Воротан-Горисского диатомитоносного бассейна относится к позднеорогенному этапу развития региона, и главнейшие поля ее развития сосредоточены в Центральной складчатой зоне. В целом, для формации характерна изменчивость главных компонентов по разрезу, выраженная в вариациях содержания как диатомитового материала, так и лав, вулканокластических, терригенных и других образований. Соотношение типов пород в составе вулканогенно- диатомитовой формации приведено на рис. 1. Сложность строения формации, изменение количества и типов пород, а также фациальные изменения привели к выделению в ней ряда субформаций – это эффузивнодиатомитовая, вулканокласто- диатомитовая, а также смешанная эффузивно-вулканокластическая [Авакян, 1994]. Из указанных субформаций наибольшую мощность (10-190 м.) имеет вулканокласто- диатомитовая субформация. Литологическое изучение разрезов обнажений и буровых скважин в дитомитоносном бассейне показало, что мощности потоков лав колеблются от 10 до 85 м. К начальному этапу извержения относятся базальты, андезитовые базальты, базальтовые андезиты, обнажающиеся у села Шахвердляр по ущелью реки Воротан. Мощность потока до 30 м. Потоки залегают горизонтально на горисской вулканогенно-обломочной толще позднеплиоценового возраста. Возраст потоков определяется как раннечетвертичный на основании микрофауны, собранной из-под андезитов (определения Н.С. Субботиной). Из раннесреднечетвертичных андезитов, базальтовых андезитов отметим зеленовато-серые плитчатые потоки, широко развитые в районе Сисианского перевала.. На одних участках (район г. Кочбек) они залегают на диатомитовых глинах, а на других (Гор-Айкский регион) на розоватых риолитах, андезитах, базаль-

товых андезитах. Мощность потоков до 35м. Среднечетвертучные потоки андезитов, базальтовых андезитов характеризуются многоэтапными излияниями. Они обнажаются в верховье р. Воротан. Мощность потоков до 37-40м. Нижняя часть потоков сложена базальтовыми андезитами плитчатой текстуры. Среднечетвертичные потоки широко развиты в районах селений Шаки, Сисиан, Уют, Агуди, Вагутни, Гор-Айк, Спандарян, Ангехакот и др. Состав их в целом соответствует базальтовым андезитам, мощность от 10 до 85 м.. Среди всех этих потоков некоторыми особенностями состава и строения выделяются потоки у села Ангехакот. Это щелочные базальты и щелочные андезитовые базальты с глыбовой отдельностью. Залегают они непосредственно на размытой поверхности диатомитовой толщи. С лавами в Воротан-Горисском диатомитоносном бассейне неизменно ассоциируют широко распространенные породы, в которых пирокластический материал преобладает или же является единственной составляющей. В эту группу входят туфы - от агломератовых до пелитовых, состав их - от основного до кислого, а также пемзы, пепло-пемзовые образования. Мощность пеплов по обнажениям (и в скважинах) варьирует от 20 см. до 1.5 м, пемза-пеплов – 4–5 м, пемзовых песков – от нескольких см. до 85 м. Исследованиями установлено, что вулканокластические породы испытывают фациальные изменения. Так, в северной и центральной частях бассейна они, как правило, тонкозернистые, а в южной и юго-западной частях - более грубые. Из вулканокластических пород заслуживают внимания также вулканобрекчиевые породы, обладающие ярко выраженной брекчиевой текстурой. Благодаря этому, при поисково-разведочных работах они могут служить маркирующим горизонтом. Сложены эти брекчиевые образования угловатыми обломками пемз, перлитов, базальтов, базальтовых андезитов, а также кристаллокластами кварца, плагиоклаза, пироксена. Цемент в них образован мелкими осколками аморфного кремнезема, панцирями диатомей с примесью глинистого вещества. В составе вулканогенно-диатомитовой формации на некоторых участках принимают участие также вулканогенно обломочные породы горисской толщи [Джрбашян, 2008]. В таких местах мощность вулканогенно-диатомитовой формации значительно возрастает, достигая до 320м. и более (рис. 2). Обломки горисской толщи представлены андезитовыми базальтами, андезтовыми дацитами, риолитами, которые сцементированы туфогенным материалом.

Таким образом, вулканогенно-диатомитовая формация является полигенным комплексом отложений. Состав слагающих ее пород неодинаков в разных частях бассейна. Однако имеются и общие черты, благодаря которым эта формация распознается даже в удаленных друг от друга частях бассей-

Глубина в м.	Литология	Описание пород					
0.5	: 	Суглинки					
1.5		Глины с прослоями мелкозернистых песков					
29		Валуно -галечные отложения					
49.5		Лавы, туфобрекчии, туфоконгломераты базальтовых андезитов, андезитов и дацитов (Горисская толща)					
76	ZZZZ ZZZZ ZZZZ	Диатомитовые глины с прослоями диатомитов и пирокластики					
170		Лавы, туфобрекчии, туфоконгломераты базальтовых андезитов, андез итов и дацитов (Горисская толща)					

**Рис. 2.** Соотношения пород горисской вулканогенной обломочной и вулканогенно-диатомитовой формаций в скважине у сел. Нораван (Сисианский район).

на. Таковыми являются присутствие вулканогенного материала, кремнистых пород, терригенных отложений и т.д. Именно эта особенность строения свидетельствует о синхронности всех этих образований, с одной стороны, а с другой, она может способствовать восстановлению истории развития вулканизма, цикличности извержения и воссозданию палеографической обстановки.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ:

- Авакян Т.А. Формационные критерии поисков месторождений диатомитов Армении. Известия НАН РА "Науки о Земле", 1994, том XLYII, N3, стр. 37–42
- Джрбашян Р.Т., Авакян Т.А. Значение вулканогенно диатомитовых пород при качественной характеристике диатомитоносных бассейнов Армении. Известия НАН РА "Науки о Земле", 2008, том LXI, N3, стр. 21–26
- Ширинян К.Г. Вулканические туфы и туфолавы Армении. В книге "Вопросы вулканизма. Труды I Всесоюзного Вулканологического Совещания, 1959, М., 1962, стр 175–178.

### — III. ФАЦИАЛЬНО-ФОРМАЦИОННЫЙ АНАЛИЗ =

# РОЛЬ ВУЛКАНОГЕННОГО МАТЕРИАЛА В ОБРАЗОВАНИИ АТКАНСКОЙ СВИТЫ АЯН-ЮРЯХСКОГО АНТИКЛИНОРИЯ

© 2011 г. А. А. Астахова, А. Э. Хардиков, И. А. Холодная

Геолого-географический факультет Южного федерального университета (г. Ростов-на-Дону); khardikov@sfedu.ru

Пермские отложения Аян-Юряхского антиклинория являются составной частью верхнепалеозойско-нижнемезозойского верхоянского терригенного комплекса Верхояно-Колымской складчатой области. Для Аян-Юряхского антиклинория одним из наиболее продуктивных литологостратиграфических уровней является атканская свита верхней перми. Локализованные в ней месторождения золота (Ковбой, Боец, Токичан, Наталка, Павлик и др.). Атканская свита сложенна вулканогенно-осадочными породами, залегает в ядрах Колымской и Тенькинской антиклиналей Аян-Юряхского антиклинория и выходит на поверхность в бассейнах рек Колыма, Аян-Юрях, Кулу, Тенька, Детрин. Многие золоторудные месторождения и проявления локализуются в атканской свите. Это говорит о генетической связи месторождений золота с вулканогенно-осадочными комплексами, что вызывает необходимость уточнить роль вулканогенного компонента в составе атканской свиты и условия его формирования.

Существует три гипотезы происхождения отложений атканской свиты: 1) это частично перемытые продукты синхронного подводного вулканизма; 2) ледниково-морские отложения; 3) подводнооползневые образования, содержащие вулканогенный материал [Бяков, 2003; Ганелин, 1984; Умитбаев, Вельдяксов, 1977; Чумаков, 1994; Эпштейн, 1972].

Внешне породы атканской свиты выглядят как темно-серые плотные гравелиты, песчаники или алевролиты, содержащие светло- и зеленоватосерые различные по форме обломки эффузивных пород размером от нескольких миллиметров до нескольких сантиметров, а иногда даже первых десятков сантиметров, а также белые или бурые зерна полевых шпатов (рис. 2а). Принимая во внимание пестрый облик пород, было предложено называть их "диамиктитами", "пятнистыми сланцами" или "рябчиками" [Бяков, 2007; Бяков, Ведерников, 1990]. Использование названий с неопределенным содержанием для пород, содержащих вулканогенный материал, стирает, как минералогопетрографические, так и генетические их особенности. Целесообразнее пользоваться общепринятой классификацией вулканогенных и вулканогенноосадочных пород [Малеев, 1980].

Нами детально изучено 34 разреза атканской свиты и использованы описания предшественников [Бяков, Ведерников, 1990; Гончаров и др., 2002]. По строению все разрезы подразделяются на два типа. Первый тип локализован в бассейне р. Кулу, а также в верхних течениях рек Тенька, Хурэн и Детрин; второй – в нижних течениях рек Аян-Юрях, Берелех, Тенька и Детрин а также верховьях р. Колыма. Проведенные исследования позволяют сделать вывод об обстановках осадконакопления атканской свиты.

Максимальная мощность отложений атканской свиты (до 1200 м) наблюдается на междуречье Кулу-Аян-Юрях, в бассейнах руч. Хугланнах, Улахан Матрайбыт, Лошкаллах, Тырселях. Здесь в толще присутствуют линзовидные прослои агломератокрупно-лапиллиевых туфов и линзовидные прослои лидитов. В северо-западном, южном и юговосточном направлениях эти породы исчезают из разреза, постепенно и неуклонно сокращается мощность свиты, уменьшается количество и мощность прослоев мелко-лапиллиевых туфов в туфопесчаниках и туфоалевролитах, а также количество и размер рассеянных в толще вулканических бомб и агломератов. Туфопесчаники постепенно переходят в туфоалевролиты.

B междуречье Хугланнах-Улахан Матрайбыт авторами описаны залегающие в толще туфопесчаников и туфоалевролитов атканской свиты тела типа вулканических конусов диаметром 30-50 м, в центральных частях которых прослежены вулканические дайки андезита и андезидацита (рис. 2в). Эти тела имеют концентрическизональное строение, определяемое постепенным уменьшением количества пирокластического материала от центра к периферии, что отражается в смене одних пород другими в последовательности: туфы-туффиты-туфопесчаники или туфоалевролиты. Во всех петрографических типах присутствуют вулканические бомбы и крупные лапилли угловатой формы. В пределах конусов наблюдаются линзовидные прослои (5-20 см), представляющие собой тонкое (1-5 мм) горизонтальное переслаивание туфопесчаника и крупно-лапиллиевого туфа (туффита) андези-дацита с нерезкими поверхностями напластования слойков и частым их зубчатым выклиниванием. Встречаются также пирокластические породы, которые содержат до 15–20% своего объема, остроугольных обломков туфоалевролитов и туфопесчаников атканской свиты галечной и гравийной размерности. Следует отметить, что аналогичные особенности состава и строения пород атканской свиты зафиксированы на всей исследуемой территории [8].

Туфы андезита и андези-дацита содержат 85– 90% пирокластического материала, который представлен пеплом (45–60% объема породы), лапилли (10–35%), вулканическими бомбами (2–3%) и редкими вулканическими агломератами. По составу это кристаллокласты полевых шпатов, обломки андезита и андези-дацита, а также вулканическое стекло (рис. 2г, д). В туффитах андезита и андезидацита присутствует 65–70% пирокластики того же размера и состава.

Во время формирования атканской свиты на исследуемой территории существовали обстановки внешнего шельфа и континентального склона эпиконтинентального морского бассейна, где происходило лавинное накопление осадков конусов выноса дельт [10–11], сопровождавшееся окраинноконтинентальным вулканизмом островного типа. Поступавший в морской бассейн пирокластический и лавовый материал способствовал формированию мощной эффузивно-обломочной толщи.

Вулканогенно-осадочная природа атканской свиты ставит вопрос об источнике столь огромного количества туфогенного материала. Немногочисленные центры его возможных извержений, известные в пределах Охотского массива [14-15], как и гипотетическая вулканическая дуга, предполагаемая в пределах современного Охотского моря [2, 16] не обеспечивает решение этой проблемы, поскольку какой-либо зональности в распределении вулканитов относительно указанных объектов не отмечается. Сравнительно однообразный состав туфов и туффитов на всей территории Аян-Юряхского антиклинория при их резкой фациальной изменчивости, а также рассеянные в атканской свите вулканические бомбы и лапилли заставляют искать местные, причем, многочисленные источники поступления вулканогенного материала.

Арга-Юряхский магматический дайковый комплекс (рис. 3), прорывающий отложения атканской свиты в бассейнах р. Арга-Юрях, Межевой, Хугланнах, Улахан Матрайбыт (левобережье нижнего течения р. Кулу). Все дайки представляют собой тела мощностью 10–30 м, имеющие северозападное простирание и протягивающиеся на 100– 800 м. Среди них выделяются интрузивные и вулканические тела. Первые сложены диоритами, кварцевыми диоритами и гранодиоритами, вторые – окварцованными андезитами, андези-дацитами, дацитовыми порфирами. Контактовых ореолов дайки не имеют. Вполне вероятно, что магматические тела Арга-Юряхского комплекса, по своему составу весьма схожие с литокластикой пород атканской свиты, могут рассматриваться, как центры подводных вулканических извержений пермского возраста, которые периодически формировали выступавшие над уровнем моря и размываемые вулканические постройки. Они группируются в линейную вулканическую цепь, совпадающую с осью Аян-Юряхского антиклинория, и тяготеют к зоне глубинного разлома [17]. По мере удаления от предполагаемых центров извержения уменьшается количество крупнообломочного пирокластического материала, увеличивается степень окатанности и разложенности лито- и кристаллокластов, исчезают прослои туфов, уменьшается мощность туффитов.

Даже если считать многочисленные вулканические дайки, прорывающие породы атканской свиты, более поздними по времени образования, все равно, обращает на себя внимание тот факт, что во всех случаях с этими дайками пространственно связаны прослои туффитов и туфов андезита, андезидацита и дацита, часто образующие единый эффузивный комплекс отложений. Это наводит на мысль о длительной истории развития эруптивного аппарата, поставлявшего пирокластику в пермский бассейн осадконакопления и сохранившего активность в течение последующих геологических эпох.

Состав водно-растворимого комплекса вулканических пеплов и объем тефры крупных извержений эксплозивного типа (десятки-сотни км<sup>3</sup>) предполагает возможность поступления в осадочные бассейны рудных элементов (сурьмы, ртути, мышьяка, кадмия, селена серебра и золота) вместе с пирокластическими продуктами. Например, установлено, что в процессе постседиментационных преобразований тефры риолитового состава, поступившей в позднекембрийские бассейны осадконакопления Русской и Южно-Китайской платформ, происходило перераспределение золота. На окислительной стадии диагенеза оно накапливалось вместе с оксидами и гидроксидами железа, образованными в результате растворения вулканического стекла и железосодержащих минералов. На последующих стадиях преобразования пирокластического материала и при формировании глинистых минералов золото выносилось из горизонтов вулканического пепла. Аналогичный механизм был возможен при формировании толщи атканской свиты. Поскольку вулканогенный материал в разрезе верхнепермских отложений Аян-Юряхского антиклинория занимает достаточно узкий стратиграфический интервал, можно предположить, что значительное количество золота поступило в толщу осадка за сравнительно короткое время. Накопителем золота могло быть рассеянное органическое вещество.

Определение возраста U-Pb SHRIMP-методом для ограненных кристаллов циркона, не удаленных от источника сноса и выделенных из верхней части атканской свиты, показало средневзвешенный возраст этих кристаллов 256.3±3.7 млн. лет (пермский). "Пермские цирконы из исследованных образцов диамиктитов мы интерпретируем как магматические, принимая во внимание морфологию кристаллов (хорошая огранка) и относительно высокое отношение Th/U, варьирующее для большинства кристаллов циркона от 0.4 до 0.8" [16, C. 22].

Таким образом, проведенное исследование дает основание считать атканскую свиту вулканогенноосадочной толщей, возникшей в результате частичного перемыва продуктов синхронного вулканизма, происходившего на внешнем шельфе и континентальном склоне морского эпиконтинентального бассейна в условиях лавинного осадконакопления конусов выноса дельт рек.

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- 1. Григоров С.А., Ворожбенко В.Д., Кушнарев П.И., Маркевич В.Ю., Токарев В.Н., Чичев В.И., Ягубов Н.П. Наталкинское золоторудное месторождение – строение и основные поисковые признаки // Отечественная геология. 2007. № 3. С. 43–50.
- Бяков А.С. О пермской геодинамике и палеогеографии Северо-Востока Азии (по седиментологическим и биогеографическим данным) // Материалы Всерос. Совещания, посвященного 90-летию академика Н.А. Шило. Т. 1. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2003. С. 131–134.
- Ганелин В.Г. Таймыро-Колымская подобласть // Основные черты стратиграфии пермской системы СССР. (Тр. ВСЕГЕИ. Нов. сер. Т. 286). Л.: Недра, 1984. С. 111–142.
- Умитбаев Р.Б., Вельдяксов Ф.Ф. Тектоническое и металлогеническое районирование Охотского срединного массива и его обрамления // Вопросы геологии срединных массивов Северо-Востока СССР. Магадан: СВКНИИ ДВНЦ АН СССР, 1977. С. 79–98.
- 5. **Чумаков Н.М.** Следы позднепермского оледенения на реке Колыме: отзвук гондванских оледенений на Северо-Востоке Азии // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1994. Т. 2. № 5. С. 130–150.
- Эпштейн О.Г. Верхнепалеозойские ледово-морские отложения бассейна истоков р. Колымы // Литология

и полезные ископаемые. 1972. № 3. С. 112-127.

- Бяков А.С. Биостратиграфия пермских отложений Северного Приохотья (Северо-Восток Азии) // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2007. Т.15. № 2. С. 47–71.
- Бяков А.С., Ведерников И.Л. Стратиграфия пермских отложений северо-восточного обрамления Охотского массива, центральной и юго-восточной частей Аян-Юряхского антиклинория: препринт. Магадан: СВКНИИ ДВО АН СССР, 1990. 69 с.
- 9. **Малеев Е.Ф.** Вулканиты. М.: Недра, 1980. 240 с.
- Хардиков А.Э., Холодная И.А. Литологофациальные условия золотоносности верхнепермских отложений Аян-Юряхского антиклинория Яно-Колымской складчатой области // Стратиграфия и седиментология нефтегазоносных бассейнов. 2009. № 1. С. 87–97.
- 11. Хардиков А.Э., Парада С.Г., Холодная И.А. Литолого-фациальные условия золотоносности верхнепермских отложений Аян-Юряхского антиклинория Яно-Колымской складчатой области // Руды и металлы. 2009. № 3. С. 22–28.
- 12. Гончаров В.И., Ворошин С.В., Сидоров В.А. Наталкинское золоторудное месторождение. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2002. 250 с.
- 13. Белицкий И.А., Дробот И.В., Валуева Г.П., Батиашвили Т.В., Василенко В.Б. Опыт экспрессного определения цеолитов в горных породах с использованием портативных цеолитных лабораторий ПЦЛ-1 и ПЦЛ-2. Методическое руководство Новосибирск, 1979. 80 с.
- 14. Литвинов В.Е., Умитбаев Р.Б. Стратиграфия верхнепалеозойских отложений Охотского массива и южной части Яно-Колымской геосинклинальной системы // Докембрий и палеозой Северо-Востока СССР. Магадан: СВКНИИ ДВНЦ АН СССР, 1974. С. 142–146.
- 15. Чиков Б.М. Тектоника Охотского срединного массива. М.: Наука, 1970. 151с.
- 16. Бяков А.С., Ведерников И.Л., Акинин В.В. Пермские диамиктиты Северо-Востока Азии и их вероятное происхождение // Вестник Северо-Восточного научного центра ДВО РАН. 2010. № 1. С. 14–24.
- Сурчилов В.А. О пермском магматизме и тектонической природе Аян-Юряхского антиклинория // Наука Северо-Востока России – начало века. Магадан: СВНЦ ДВО РАН, 2005. С. 127–132.

### ==\_\_ III. ФАЦИАЛЬНО-ФОРМАЦИОННЫЙ АНАЛИЗ 🛛 =

# МОЛОДЫЕ РАЗНОВОЗРАСТНЫЕ КОМПЛЕКСЫ ИГНИМБРИТОВ ПРИЭЛЬБРУСЬЯ: ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИЕ И ГЕОХИМИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ ИЗУЧЕНИЯ

### © 2011 г. С. Н. Бубнов, В. А. Лебедев, Ю. В. Гольцман

Учреждение Российской академии наук Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии, Москва, bubnov@igem.ru

Приэльбрусье является одним из тех немногих районов Кавказа, где неоген-четвертичный игнимбритовый вулканизм проявился в значительных масштабах. Покровы игнимбритов и ассоциированных с ними пирокластических пород сохранились в виде небольших останцов на западе, востоке и северо-востоке этого региона в верховьях рек Малка, Чучхур, Чомарткол, Бийтик-Тёбе, у ледников Кюкюртлю и Ирик и на вершине горы Тузлук. Отметим, что Эльбрус, в окрестностях которого распространены останцы покровов игнимбритов, некоторыми исследователями отнесен к категории "А" действующих вулканов [Гущенко, 1979 и др.] или, по крайней мере, его следует считать потенциально активным [Чернышев и др., 2001; Лебедев и др., 2010, и др.]. При анализе возможных сценариев продолжения активности Эльбруса принципиальное значение имеет характер будущих извержений и в, первую очередь, вероятность катастрофических кальдерообразующих событий взрывного типа. Поэтому в прогнозных построениях для вулкана Эльбрус важное значение имеет анализ места, роли и масштабов игнимбритового магматизма в геологической истории Эльбрусского вулканического центра в целом, определение особенностей его современного состояния для выявления катастрофических последствий в случае будущей, возможно, эксплозивной активности.

Нами проведено изотопно-геохронологическое и петрогеохимическое изучение молодых игнимбритов Приэльбрусья. Полученные для этих пород К-Аг датировки достаточно четко разбиваются на две дискретные группы, возраст которых отвечает среднему плиоцену ( $2.88 \pm 0.13$  млн. лет) и раннему неоплейстоцену ( $0.79 \pm 0.05$  млн. лет).

В среднеплиоценовую возрастную группу попали известково-щелочные, преимущественно риолитовые игнимбриты восточной и северо-восточной частей Приэльбрусья, отобранные из останца пирокластических пород на правом борту долины р. Бирджалысу, в разрезе "нижних игнимбритов" под ледником Уллукол, на перевале Ирикчат и горе Тузлук. Важно отметить, что полученный Rb–Sr-возраст для образца игнимбрита из останца пирокластического потока долины р. Бирджалысу (2.72 ± 0.22 млн. лет) практически совпадает с K-Ar-датировкой биотита из той же пробы (2.71 ± 0.07 млн. лет) и является независимой оценкой времени образования игнимбритов восточной и северо-восточной частей Приэльбрусья. Интересно, что в этой возрастной группе оказались игнимбриты, относимые подавляющим большинством исследователей молодого вулканизма Кавказа к наиболее ранним проявлениям эксплозивного вулканизма в районе Эльбруса [Короновский, 1968 и др.].

Ранненеоплейстоценовыми образованиями оказались известково-щелочные игнимбриты и ассоциированные с ними вулканокластические породы преимущественно умеренно-кислого состава западной части Приэльбрусья, отобранные из разреза правого борта ледника Кюкюртлю, останца вулканического аппарата в долине р. Чучхур и различных частей разреза эксплозивно-обломочных пород верховьев и устья р. Бийтик-Тёбе. Интересно, что большую часть этих пород по геологическим и геоморфологическим данным многие исследователи относили к более поздним, по сравнению с игнимбритами восточной и северо-восточной частей Приэльбрусья, проявлениям эксплозивной вулканической активности в районе Эльбруса [например, Короновский, 1968; Газеев, 2003 и др.]. Полученные изотопно-геохронологические данные позволяют сделать вывод о том, что извержения игнимбритов и пирокластических пород умереннокислого состава происходили на рубеже эоплейстоцена и неоплейстоцена - 800-700 тыс. лет назад. Мы полагаем, что ранненеоплейстоценовые дацитовые игнимбриты западной части Приэльбрусья и ассоциированные с ними вулканиты являются продуктами активности вулканов Палео-Эльбрус, Чомарткол и Чучхур [Лебедев и др., 2011]. Наиболее крупным вулканом, проявлявшим активность в раннем неоплейстоцене, по-видимому, был Палео-Эльбрус, реликты постройки которого с разрушенной кратерной чашей наблюдаются в верховьях ледников Кюкюртлю и Уллу-Кам к западу от современной вершины Эльбруса. Согласно полученным К-Аг-датировкам, начальная стадия его извержений (800±50 тыс. лет назад), скорее всего трещинного типа, была связана с образованием покровов риодацитовых игнимбритов и туфолав, сформировавших вулканокластические толщи мощностью до

120-140 м в верховьях рек Кюкюртлю, Бийтик-Тебе и Кызылкол. В работе [Газеев, 2003] для игнимбритов ледника Кюкюртлю опубликована близкая к К-Аг значениям возраста датировка (722±15 тыс. лет), полученная U-Pb-методом (SHRIMP). Вторая стадия активности Палео-Эльбруса была связана с извержениями, по-видимому, центрального типа (720±30 тыс. лет назад), и образованием покровов умеренно-кислых лав, стратиграфический разрез которых мощностью в несколько сотен метров наблюдается в уступах стен Кюкюртлю и Уллу-Кам. Совпадающее с нашими данными значение изотопного U-Pb-возраста было опубликовано для этих пород ранее - 667±40 тыс. лет [Газеев, 2003]. Последняя стадия активности Палео-Эльбруса ознаменовалась формированием субвулканического массива (~700 тыс. лет назад), вскрытого в настоящее время в разрезе стены Кюкюртлю. Общий период эруптивной деятельности полигенного вулкана Палео-Эльбрус по нашим данным, вероятно, не превышал 50-100 тыс. лет.

Анализ вещественного состава разновозрастных комплексов игнимбритов показал, что они обладают существенными различиями в минеральном, петрогеохимическом и изотопном составах слагающих их пород. Так, в кристаллокластах среднеплиоценовых игнимбритов наряду с кварцем, биотитом и плагиоклазом в подавляющем большинстве разностей пород устойчиво присутствует КПШ. Напротив, в ассоциации кристаллокластов изученных игнимбритов ранненеоплейстоценового возраста место КПШ занимает ортопироксен. Интересно, что в "молодых" пирокластических образованиях идентифицированы [Газеев и др., 2004 и др.] парагенезисы минералов кристаллокластов по петро-геохимическим параметрам практически идентичные парагенезисам минералов фенокристов более молодых лав Эльбруса вплоть до поздненеоплейстоцен-голоценовых разностей лав вершинной части вулкана. В целом среднеплиоценовые игнимбриты отвечают по составу риодацитам, некоторые разности приближаются к известково-щелочным риолитам - 70.50-72.31% SiO<sub>2</sub>, 6.89-7.77% K<sub>2</sub>O+Na<sub>2</sub>O при 3.65-4.02% К20. "Молодые" ранненеоплейстоценовые игнимбриты и ассоциированные с ними вулканокластические породы в подавляющим большинстве более основные образования, соответствующие известково-щелочным дацитам - 66.05-70.32% SiO<sub>2</sub>, 6.68-7.87% К<sub>2</sub>О+Na<sub>2</sub>О при 3.16-4.0% К<sub>2</sub>О. Они обладают по сравнению со среднеплиоценовыми игнимбритами повышенными содержаниями TiO<sub>2</sub> (0.47-0.8 относительно 0.38-0.5%), Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (2.78–4.03 относительно 2.35–2.89%), P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> (0.11-0.26 - 0.10-0.18%), концентрациями Cr (13-42 – 9–30 г/т), V (31–44 – 23–27 г/т), U (5.8–6.8 – 5.7 г/т), величинами Ba/Th (13.5-68.3 - 15.8-18.9) и пониженными концентрациями Lu (0.05-0.17 г/т -

0.1-0.21 г/т), величинами К/Ті (5.75-10.11 -1 1.03-14.63). На большинстве дискриминационных диаграмм фигуративные точки составов разновозрастных игнимбритов и ассоциированных с ними вулканокластических пород образуют обособленные поля. Так, например, на петрогенетической диаграмме 4Si - 11(Na + K) + 2(Fe + Ti) - 6Ca + 2Mg+ Al [Batchelor, Bowden, 1985] фигуративные точки составов среднеплиоценовых игнимбритов располагаются исключительно в поле синколлизионных магматитов, в то время как точки составов ранненеоплейстоценовых игнимбритов и ассоциированными с ними вулканокластических пород группируются в областях схождения полей позднеорогенных, постколлизионных и синколлизионных магматических пород. Контрастные различия между разновозрастными игнимбритами отражены в их изотопном составе Sr. Диапазон вариаций отношения <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr в среднеплиоценовых породах составляет 0.7073-0.7077, а ранненеоплейстоценовых -0.7065-0.7066. Это может свидетельствовать о более масштабном участии корового материала в петрогенезисе материнских расплавов, давших среднеплиоценовые игнимбриты. Несомненно геохимическое и генетическое родство ранненеоплейстоценовых пирокластических пород Приэльбрусья с близкими по возрасту (влк. Палео-Эльбрус) и изверженными впоследствии (влк. Эльбрус) лавами Эльбрусского центра. Этот факт отражен в многочисленных публикациях и доказан с применением разнообразных методов исследований вещества [Толстых и др., 2001; Газеев и др., 2004 и др.].

Сопоставление петрогеохимических характеристик изученных среднеплиоценовых пород Приэльбрусья с близкими с ними по возрасту продуктами молодого магматизма Эльбрусской вулканической области показало, что игнимбриты обладают рядом общих геохимических черт со среднеплиоценовыми внутрикальдерными пирокластическими и вулканокластическими образованиями, слагающими среднюю часть разреза Чегемской кальдерной структуры. Средние риолитовые внутрикальдерные туфы (по терминологии [Лятифова, 1993]) - это исключительно известково-щелочные образования, содержащие 70.93-74.38% SiO<sub>2</sub>, 7.41-8.01% K<sub>2</sub>O+Na<sub>2</sub>O при 3.43-4.28% K<sub>2</sub>O. Среднеплиоценовые игнимбриты Приэльбрусья и внутрикальдерные пирокластические и вулканокластические образования средней части разреза Чегемской кальдерной структуры обладают вполне сопоставимыми содержаниями, соответственно: Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (11.8-15.56 и 13.22-14.96%,), Na<sub>2</sub>O (2.91-3.79 и 3.24-3.75%), MgO (0.73-1.58 и 0.47-1.53%), концентрациями Y (8-26 и 22-29 г/т), Со (5-6 и 5-10 г/т), La (42-63 и 31-57 г/т), Sm (4.9-5.2 и 3.2-5.7 г/т), Eu (0.53-0.89 и 0.57-1.0 г/т), величинами Mg<sup>#</sup> (0.34-0.53 и 0.28–0.53), К<sub>2</sub>О/Na<sub>2</sub>O (0.97–1.38 и 0.87–1.28), La/Ba (0.09-0.25 и 0.08-0.11), Rb/Nb (10.5-11.0 и 9.5–13.2). На большинстве дискриминационных диаграмм поля составов среднеплиоценовых игнимбритов Приэльбрусья и средних риолитовых внутрикальдерных туфов Верхнечегемской кальдеры имеют значительные перекрытия до практически полного их совмещения.

Присутствие в пределах Приэльбрусья двух значительно различающихся по времени образования (более чем на 2 млн. лет) и различных по вещественному составу групп игнимбритов заставляет существенно пересмотреть взгляды на историю развития магматизма в пределах Эльбрусской неовулканической области Большого Кавказа. Определенный на основании новых изотопногеохронологических данных временной интервал образования кислых игнимбритов восточной и северо-восточной части Приэльбрусья (3.0-2.75 млн. лет) хорошо коррелируется с временным диапазоном максимальной магматической активности Эльбрусской неовулканической области в среднем плиоцене (Чегемский центр). Среднеплиоценовые игнимбриты и ассоциированные с ними вулканокластические породы Приэльбрусья, относимые большинством исследователей к начальным фазам активности Эльбрусского неовулканического центра, оказались близкими по возрасту к продуктам активности Верхнечегемской кальдеры (2.9-2.8 млн. лет), андезитам вулканов Кумтюбе и Кюйгенкая (~2.8 млн. лет), гранодиорит-порфирам резургентного массива Джунгусу (~2.8 млн. лет) и игнимбритам и пирокластическим образованиям Нижнечегемского нагорья (2.8-2.7 млн. лет) [Gazis et al., 1995]. По-нашему мнению, отнесение кислых "древних" игнимбритов Приэльбрусья к начальным фазам активности Эльбрусского вулканического центра, либо собственно вулкана Эльбрус, на чем настаивал целый ряд исследователей [Короновский, 1968; Богатиков и др., 1998; Газеев, 2003 и др.], не имеет под собой, в первую очередь, геохронологических оснований вследствие того, что нет выверенной возрастной (а значит и эволюционной) последовательности магматических событий от становления среднеплиоценовых толщ кислых игнимбритов до излияний четвертичных эффузивов собственно вулкана Эльбрус - необходимого условия объединения совокупности вулканических проявлений в единый вулканический центр хотя бы потому, что между эксплозивным плиоценовым и четвертичным эксплозивно-эффузивным магматическими событиями зафиксирован огромный временной перерыв – около 2 млн. лет. Более того, между этими событиями в регионе в конце позднего плиоцена был проявлен кислый, в основном интрузивный магматизм в пределах Тырныаузского магматического района. Мы полагаем, что временной разрыв между плиоценовым эксплозивным кислым вулканизмом Приэльбрусья и эоплейстоценовым вулканизмом восточной части региона (950–900 тыс. лет назад) [Лебедев и др., 2010<sub>2</sub> и др.] фиксирует не перерыв в магматической активности Эльбрусского вулканического центра, а период относительного затишья вулканизма Эльбрусской неовулканической области с не очень масштабными проявлениями в этот период в позднем плиоцене преимущественно интрузивного магматизма в пределах Тырныаузского района. Вследствие этого утверждение ряда авторов [Богатиков и др., 1998; Газеев, 2003 и др.] о том, что "кислые" игнимбриты маркируют кальдерную стадию развития Эльбрусского вулканического центра, лишается основной доказательной базы – хронологической привязки кислого эксплозивного вулканизма восточной и северо-восточной частей Приэльбрусья к данному центру эндогенной активности региона.

Полученные новые изотопно-геохронологические данные позволяют утверждать, что Эльбрусский вулканический центр - это четвертичный долгоживущий центр эндогенной активности Большого Кавказа. Начало магматической активности собственно Эльбрусского вулканического центра крупнейшего центра четвертичного магматизма Европейской части России – приходится на эоплейстоценовое время (~0.9 млн. лет назад) и связано с проявлениями вулканизма в восточной части региона (Тызыльский поток, вулканы Ташлысырт и Сылтран) [Лебедев и др., 2010, и др.]. Полученные новые геохронологические данные позволяют полагать, что ранненеоплейстоценовые умеренно кислые игнимбриты западной части Приэльбрусья и ассоциированные с ними вулканиты являются продуктами активности вулканов Палео-Эльбрус, Чомарткол и Чучхур и в совокупности с близкими по возрасту лавами вулкана Таш-Тебе маркируют вторую фазу активности Эльбрусского центра – 800-700 тыс. лет назад. Преимущественно дацитовый состав продуктов неоплейстоценового эксплозивного вулканизма, их структурное положение и, что особенно важно, пространственная и выявленная на основании новых K-Ar изотопных данных временная сопряженность с масштабно проявленными продуктами эффузивного (лавового) магматизма позволяют утверждать, что они произошли не в результате катастрофической эксплозивной активности взрывного типа, а при эксплозивно-лавовых извержениях. Не катастрофический взрывного типа, а эксплозивно-лавовый характер вулканизма второй фазы развития центра, выраженный в пространственной сопряженности в раннем неоплейстоцене игнимбритов и ассоциированных с ними вулканокластических пород с масштабно проявленными продуктами эффузивного (лавового) магматизма, по нашему мнению, практически исключает образование на начальных фазах развития центра крупной кальдеры обрушения (16×18 км), на чем настаивает ряд исследователей [Богатиков, 1998; Газеев, 2003 и др.]. Мы считаем, что полученные нами данные – новое свидетельство отсутствия кальдерной стадии в истории развития Эльбрусского вулканического центра. Важнейшее следствие этого вывода – принципиальная возможность в будущем катастрофических извержений Эльбруса с образованием кальдеры взрывного типа.

Работа выполнена при поддержке Программы № 4 фундаментальных исследований Президиума РАН и РФФИ (гранты № 11-05-00933-а и № 11-05-00012-а).

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Богатиков О.А., Мелекесцев И.В., Гурбанов А.Г. и др. Эльбрусская кальдера (Северный Кавказ) // Докл. РАН. 1998. Т. 363. № 4. С. 515–517.
- 2. Газеев В.М. Петрология и потенциальная рудоносность Эльбрусского вулканического центра (Северный Кавказ). Автореф. Дис. ... канд. геол.-минерал. наук. М.:ИГЕМ РАН, 2003. 26 с.
- 3. Газеев В.М., Носова А.А., Сазонова Л.В. и др. Петрогенетическая интерпретация ассоциаций минералов-вкрапленников плейстоценовых – голоценовых вулканитов Эльбруса // Вулканология и сейсмология. 2004. № 1. С. 1–22.
- Гущенко И.И. Извержения вулканов мира. М.: Наука. 1979. 475 с.
- Короновский Н.В. Геологическое строение и история развития вулкана Эльбрус. Оледенение Эльбруса. М.: Изд-во МГУ, 1968. 346 с.
- 6. Лебедев В. А., Чернышев И. В., Чугаев А. В. и др. Геохронология извержений и источники вещества материнских магм вулкана Эльбрус (Большой Кав-

каз): результаты **К-Аг и Sr-Nd-Рb изотопных иссле**дований // Геохимия. 2010<sub>1</sub>. № 1. С. 45–73.

- Лебедев В.А., Сахно В.Г. Якушев А.И. Общая продолжительность и пространственная миграция четвертичного вулканизма в Приэльбрусье (Большой Кавказ) // Докл. РАН. 2010<sub>2</sub>. Т.430. № 2. С. 232–238.
- 8. Лебедев В.А., Бубнов С.Н. Якушев А.И. Магматическая активность на Северном Кавказе в раннем неоплейстоцене: активные вулканы Эльбрусского центра, хронология и характер извержений // Докл. РАН. 2011. Т. 436. № 1. С. 79–85.
- Лятифова Я.Н. Петрология плиоценового вулканизма Чегемского кальдерного комплекса (Северный Кавказ). Автореф. дис. ... канд.геол.-минералог. наук. М.: ИГЕМ РАН, 1993. 25 с.
- Толстых М.Л., Наумов В.Б., Гурбанов А.Г. и др. Состав магматических расплавов вулканов Эльбрус и Казбек (Кавказ) по данным изучения включений в минералах // Геохимия. 2001. № 4. С. 441–448.
- Чернышев И.В., Лебедев В.А., Бубнов С.Н. и др. Этапы магматической активности Эльбрусского вулканического центра (Большой Кавказ): изотопногеохронологические данные // Докл. РАН. 2001. Т. 380. № 3. С. 384–389.
- 12. Чернышев И.В., Лебедев В.А., Аракелянц М.М. К-Аг датирование четвертичных вулканитов: методология и интерпретация результатов // Петрология. 2006. Т. 14. № 1. С. 69–89.
- 13. **Batchelor R.A., Bowden P.** Petrogenetic interpretation of granitoid rock series using multicationic parameters // Chem. Geol. 1985. V. 48. P. 43–55.
- Gazis C.A., Lanphere M., Taylor H.P et al. <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar and <sup>18</sup>O/<sup>16</sup>O studies of the Chegem ash-flow caldera and the Eldjurta Granite: Cooling of two late Pliocene igneous bodies in the Greater Caucasus Mountains, Russia // Earth Planet. Sci. Lett. 1995. V. 134. P. 377–391.

### = III. ФАЦИАЛЬНО-ФОРМАЦИОННЫЙ АНАЛИЗ 🛛 =

# ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ И ВОЗРАСТ МЕЙМЕЧИТОВОГО ВУЛКАНИЗМА СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

#### © 2011 г. Ю. Р. Васильев

Институт геологии и минералогии СО РАН, Новосибирск, Россия. e-mail meimech@igm.nsc.ru

Меймечиты были обнаружены впервые Ю.М. Шейнманном в1942 году в бассейне р. Маймеча (именовавшейся тогда р. Меймеча) и определены как крупнопорфировые породы с большим количеством вкрапленников оливина (до 70%) [Шейнманн, 1968]. По его представлению эти породы образуют мощную пластовую интрузию. При последующих геолого-съёмочных работах, проведенных геологами НИИГА, была установлена их вулканогенная природа и геологическое положение в верхах мощного (4.0-4.5 км) вулканогенного разреза Маймеча-Котуйской провинции щелочноультраосновного магматизма. По результатам наших наблюдений меймечиты представляют собой локально развитые вулканические образования, сосредоточенные в депрессионном понижении, образованном в процессе развития Енисей-Хатангского рифта и магматической системы Гулинского вулкано-плутона. Толща меймечитов, мощность которой оценивалась в очень широком диапазоне от 200 м до 2.0 км. была названа маймеченской свитой. Выходы этой свиты находятся в юго-западной части Гулинского плутона и занимают площадь порядка 60 км<sup>2</sup>. Вполне вероятно, что площадь их выходов намного больше и в значительной мере перекрыта молодыми отложениями Хатангской впадины. Кроме того, вулканогенная толща меймечитов прорывается многочисленными дайками меймечитов и щелочных пикритов различной морфологии и размерности, а также каналами частично или полностью эродированных вулканов.

Один из них представлен частью вулканического конуса (г. Ленкос-Кая на крутом повороте р. Маймеча), состоящего из лавобрекчий и переслаивающихся разнообразных туфов и потоков меймечитов, в которых изредка встречаются небольшие ксенолиты дунитов. Вулканический канал располагается на правобережье реки в северо-западной части обнажения и представлен круглым озером диаметр, которого равен 10-12 м. Здесь же породы вулканического конуса прорваны многочисленными прижерловыми дайками меймечитов разнообразной морфологии, размерности и внутреннего строения [Васильев, Золотухин, 1975]. Примерно в 5 км выше по течению р. Маймеча в прирусловых коренных выходах меймечитов располагается еще один канал эродированного вулкана, который представляет собой цилиндрическое отверстие с диаметром порядка 10 м. Края канала сильно обохрены, вероятнее всего, за счёт высокотемпературных газовых струй, а вмещающие меймечиты содержат округлые (оплавленные) ксенолиты нижележащих эффузивных пород.

Также на правобережье р. Маймеча при низком уровне воды обнажаются многочисленные субпараллельные дайки меймечитов и щелочных пикритов. Мощность дайковых тел не превышает 1.5– 2.0 м, а протяженность первые десятки метров. От устья р. Коготок до г. Ленкос-Кая на протяжении 6.0–6.5 км выявлено 150 дайковых тел, достаточно подробное описание которых дано А.Г. Жабиным, Н.П. Суриной [Жабин, Сурина, 1970]. Вполне вероятно, что эти дайки имеют кулисообразную форму и возникли при мощном растяжении этого участка земной коры.

К настоящему времени минералого-петрографический состав меймечитов хорошо изучен. Они состоят на 60–80% из крупнопорфировых выделений магнезиального оливина с включениями зерен хромшпинелидов (дунитовый парагенезис) и основной массы, степень раскристаллизации которой меняется от стекловатой до полнокристаллической. Основная масса состоит из зерен клинопироксена и оливина II генерации. В качестве акцессориев присутствуют титаномагнетит, зерна перовскита и редкие листочки биотита. Как правило, меймечиты серпентинизированы, иногда полностью, стекло отсутствует.

Первые химические и геохимические анализы меймечитов показали, что эти породы являются высокомагнезиальными, содержат повышенные количества некогерентных элементов и необычайно высокие – редкоземельных. Изучение первичных расплавных включений в оливинах из меймечитов, проведенное В.С.Соболевым и др. [Соболев и др., 1972], выявили высокую (1500°С) температуру их гомогенизации. Впервые было доказано существование высокотемпературных и высокомагнезиальных расплавов с необычайно геохимическим соотношением элементов-примесей. Проблемами генезиса меймечитов занимались и занимаются многие петрологи и поэтому вопросу имеются многочисленные публикации, среди которых в первую очередь следует отметить работы А.В. Соболева [Соболев и др., 1984; 1991; 2009 и др.].

Возрастные датировки, полученные для меймечитов и других вулканитов, а также для карбонатитов Гулинского плутона подтвердили существование временного разрыва между формированием вулканогенной толщи Маймеча-Котуйской провинции и излияниями меймечитов [Basu et al, 1995; Sandra L.Kamo et al, 2000 и др.]. Возрастной интервал формирования вулканической толщи от арыджангской до дельканской свиты оценивается в 1.0-1.5 млн.лет. Возраст меланефеленитов из низов арыджангской свиты составляет 253.3 ± 2.6 млн.лет по Ar/Ar определениям, а по изотопным отношениям в перовските U/Th -252.1 ± 0.4 млн.лет. Там же приведен возраст трахириодацитов из дельканской свиты равный 251.1±0.5 млн.лет. Эта датировка близка к возрасту карбонатитов Гулинского плутона 250.2±0.3 млн.лет. В свою очередь время излияния меймечитов оценивается в  $245.5 \pm 1.2$  и  $246 \pm$ 1.2 млн.лет. Разрыв во времени между формированием Гулинского вулкано-плутона и извержением меймечитов составляет 4.0-4.5 млн.лет.

Таким образом, меймечитовый вулканизм был по времени существенно оторван от вулканического процесса Маймеча-Котуйской провинции. Это подтверждается геологическими фактами и возрастными датировками: 1. Локальное поле меймечитов расположено в депрессионном понижении, ограниченном разломами. 2. Меймечиты частично лежат на эродированной поверхности дунитов Гулинского плутона и содержат ксенолиты дунитов. 3. Разрыв во времени между формированием Гулинского плутона, прорывающего вмещающие вулканические породы, и излиянием меймечитов на эродированную поверхность дунитов этого плутона составляет 4.0–4.5 млн.лет.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Васильев Ю.Р., Золотухин В.В. Петрология ультрабазитов севера Сибирской платформы и некоторые проблемы их генезиса. Новосибирск. Изд. Наука, СО, 1975. 270 с.
- Жабин А.Г., Сурина Н.П. Петрология даек, силлов и трубок взрыва Маймеча-Котуйской провинции. М.: Наука, 1970. 204 с.
- Соболев А.В., Слуцкий А.Б. Состав и условия кристаллизации исходного расплава сибирских меймечитов в связи с общей проблемой ультраосновных магм // Геология геофизика, 1984(12), С. 97–110.
- 4. Соболев А.В., Каменецкий В.С., Кононкова Н.Н. Новые данные по петрологии сибирских меймечитов // Геохимия, 1991, № 8, С. 1084–1095.
- 5. Соболев А.В., Соболев В.С., Кузьмин Д.В., Малич К.Н., Петрунин А.Г. Механизм образования сибирских меймечитов и природа их связи с траппами и кимберлитами // Геология геофизика, 2009, Т. 50, № 12, С.1293–1334.
- 6. Соболев В.С., Панина Л.И., Чепуров А.И. О температурах кристаллизации минералов в меймечитах по результатам гомогенизации расплавных включений. //Докл.АН СССР, 1972, Т. 205, № 1, С.201–204.
- 7. Шейнманн Ю.М. Очерки глубинной геологии. М.: Изд. Недра, 1968. 231 с.
- Basu A.R., Poreda R.J., Teichmann F., Vasiliev Yu.R., Sobolev N.V. and Turin B.D. High-<sup>3</sup>He plume origin and temporal-spatial evolution of the Siberian Flood basalts. //Science, 1995, V. 269, P. 822–825.
- Kamo S. L., Czamanske G. K., Amelin Y., Fedorenko V., Trofimov V. U-Pb Zircon and Baddeleyite and U-Th-Pb Perovskite Ages for Siberian Flood Volcanism, Maymecha-Kotuy Area, Siberia // Journ. of Conf. Abstr. V. 5(2), 569. 2000.

### = III. ФАЦИАЛЬНО-ФОРМАЦИОННЫЙ АНАЛИЗ 🛛 =

# ПЕТРОХИМИЧЕСКАЯ ДИАГРАММА ЗАВАРИЦКОГО: ЕЕ ЭВРИСТИЧЕСКИЕ ВОЗМОЖНОСТИ В ИССЛЕДОВАНИИ ВУЛКАНИЧЕСКИХ СЕРИЙ

### © 2011 г. М. Л. Гельман

Северо-Восточный комплексный научно-исследовательский институт ДВО РАН, Maradan, gelman@neisri.ru

В 1940-х гг. А. Н Заварицкий, разработал новый метод обработки петрохимических данных и открыл новый путь для сопоставлений, в которых сравниваются не отдельные горные породы, а вулканические серии, понимаемые как "естественные ассоциации". Наиболее уверенно предполагать единство происхождения горных пород таких серий можно, когда они составляют определенные вулканические структуры. Суть своего предложения А. Н. Заварицкий видел в создании диаграммы как единого и универсального графического образа, представляющего химический состав горных пород и их ассоциаций. "Она (диаграмма -М.Г.) должна выполнять главное свое назначение, а именно – заменить число мерой для того, чтобы пробудить интуицию. Последняя в особенности необходима при отыскании эмпирических закономерностей" [Заварицкий, 1950, стр. 106]. В 1950-х гг. и позднее диаграмма Заварицкого украсила множество геологических изданий в СССР и в странах социалистического лагеря. Числовые характеристики "по Заварицкому" обязательно требовались при публикации результатов химического анализа горных пород в объяснительных записках к листам государственной геологической карты. Почему теперь все это исчезло? На диаграммах для естественных ассоциаций, составленных А.Н. Заварицким, не показано, как их использовать для диагностики геодинамических обстановок, а "пересчет по Заварицкому" кажется слишком схематичным и трудным. Да и "пробудить интуицию", рассматривая в трехмерном пространстве параметров главной петрохимической характеристики, как размещаются векторы, размер и направление которых обозначает дополнительную характеристику, - это гораздо сложнее, видимо, чем работа с современными диагностическими диаграммами на плоскости. Кроме того, метод А.Н. Заварицкого не был воспринят в англоязычной геологической литературе, где в основном и разработаны главные приемы геодинамического анализа петрохимическими методами. Действительно, с помощью соответствующих диагностических диаграмм легко определить вероятную принадлежность горных пород изучаемой магматической ассоциации к той или иной геодинамической обстановке, а также к тому или иному рудогенерирующему типу. Но с их помощью не удается раскрыть

закономерности в устройстве изучаемой ассоциации – серии, сравнить ее с другими ассоциациями из той же геодинамической обстановки. Отчасти этот пробел в современной петрохимии восполняет методология, которую разработал Л.С. Бородин [1987]. Благодаря возможности графически разделить по химическим признакам магматические серии и формации в их современной классификации, эта методология нашла успешное применение в отечественных геологических работах. Но аналогичный по содержанию результат в петрохимической классификации магматических ассоциаций можно получить и средствами системы А.Н. Заварицкого. В ней легко найти параметры, соответствующие тем, в которых построена систематика Л.С. Бородина. Ее параметр (Na+K)/Са очень близок по смыслу к а/с у А.Н. Заварицкого, а параметр А<sub>с</sub> – по способу его вычисления – к величине 4s/(4s-3O). Заметим, что параметры a/c и Q – это главный вход в петрохимическую классификацию горных пород у А.Н. Заварицкого. И решения, подобные тем, что могут быть получены в системе Л.С. Бородина, будут выступать в системе А.Н. Заварицкого как некоторый частный результат. Совокупность параметров системы А.Н. Заварицкого однозначно соответствует совокупности данных химического анализа на главные породообразующие элементы, что А.Н. Заварицкий справедливо считал основным достоинством своей системы (при пересчете почти не теряется информация, заключенная в результатах анализа).

А.Н. Заварицкий на многих примерах новейших вулканических ассоциаций показал единообразие в том, как в пространстве его диаграммы располагаются тренды фигуративных векторов каждой изученной ассоциации. Он выявил шаговую последовательность в том, как в проекциях на плоскости ASB и CSB сменяют одна другую осевые линии, аппроксимирующие для каждой естественной ассоциации тренд, которому подчинено расположение начальных точек векторов - петрохимических образов горных пород. Каждая из таких осевых линий характеризует взаимосвязанную изменчивость параметров главной числовой характеристики пород из соответствующей ассоциации. Система типовых вариационных линий организует все пространство диаграммы, что представляет собой самую полную

основу классификации магматических серий. Во второй половине XX в. геологи легко относили изученные ими в разных регионах, разного возраста магматические ассоциации к типам Пеле, Йеллоустонского парка и другим. Повторяемость этих типов в геологическом пространстве и времени должна составить предмет глубокого исследования.

Во взаиморасположении вариационных линий отчетливо выступают степень щелочности и степень известковистости горных пород, составляющих разные магматические серии, - на плоскостях ASB и CSB соответственно. Это новое и более полное основание для различения известковых, известково-щелочных и щелочных серий, разделение которых в начале XX в. и было первым шагом к нынешним геодинамическим реконструкциям. А.Н. Заварицкий отметил, что по наклону вариационных линий к оси SB в проекции на плоскость ASB можно различить два их типа. Линии для тех ассоциаций, которые отличаются наибольшей щелочностью, наклонены к этой оси более круто. Линии для известково-щелочных ассоциаций и для некоторых из щелочных, располагаясь ближе к оси SB, наклонены под относительно малым углом к ней. Таким образом, можно сказать, что наклон вариационной линии отражает скорость накопления щелочей при убывании фемических компонентов в магме. Часто, обсуждая диаграммы А.Н. Заварицкого, говорят о различной скорости накопления щелочей при росте параметра s. Видят в этом аналогию с характеристикой поведения щелочей на диаграммах А. Харкера (см. Р. Е. Уилкокс – [Эволюция..., 1983]). Это не совсем точно. Диаграммы А. Н. Заварицкого действительно показывают сопряженные друг с другом рост количества  $K_2O + Na_2O$  и снижение содержания MgO и FeO, CaO при увеличении кремнекислотности. Но в системе А. Н. Заварицкого это связь четырех, а не двух параметров, как на харкеровских диаграммах. И эти четыре параметра взаимозависимы: s + a + c + b = 100. Разный наклон вариационных линий на плоскости ASB и позволяет отличить те ассоциации, где снижение содержания фемических компонентов компенсируется почти только ростом содержания кремнекислоты (пологий наклон), от тех, где в этом существенна роль щелочей (наклон круче).

А. Н. Заварицкий подчеркивает, что осевая линия для вулканической ассоциации Гавайских о-вов в проекции на плоскость ASB очень близка по расположению и направлению к проекции на эту плоскость котектической линии в системе диопсид – анортит – альбит. Положе пересекающие ось SB линии согласуются в своем направлении с котектиками в других тройных системах. Это, например, котектика диопсид – тридимит в системе диопсид – лейцит – SiO<sub>2</sub>, котектика фаялит – тридимит в системе фаялит – нефелин – SiO<sub>2</sub>. После опытов Дж. Ф. Шейрера и Х. С. Йодера мл. [Йодер, Тилли, 1965] можно добавить, что в магнезиальной системе форстерит – нефелин – SiO<sub>2</sub> котектика энстатит – тридимит занимает такое же положение, как ее аналог в железистой. Но: "..Пока мы можем говорить только о более или менее грубом приближении вариационных линий...к трехфазным линиям тройных диаграмм <...>. Это зависит прежде всего от того, что изученные экспериментальные системы все-таки очень далеки по своему составу от горных пород, с которыми приходится иметь дело в природе" [Заварицкий и Соболев, 1961, стр. 276]. Заметим, однако, что на проекции CSB нет никакого соответствия между вариационными линиями естественных магматических ассоциаций и котектическими линиями в названных экспериментальных системах. Поэтому в целом расположение их в пространственной диаграмме отнюдь не идентично.

И А.Н. Заварицкий, и В. С. Соболев, обсуждая сходство в ориентации вариационных линий для естественных магматических ассоциаций и котектических линий в экспериментальных тройных системах, считают, что это результат того, что разнообразие магматических пород в каждой ассоциации – следствие кристаллизационной дифференциации родоначальной базальтовой магмы. Смещение вариационных линий, полагают они, происходит под влиянием тех компонентов в природной системе, которые не учтены в эксперименте. Природная система рассматривается при этом как закрытая. Однако, как раз множественность вариационных линий природных систем, повторяющиеся черты сходства и различия в их расположении на диаграмме, заставляют искать причину этого в термодинамической открытости природных систем. Учитывая положение типовых вулканических (петрохимических) серий в картине геодинамических реконструкций, можно думать, что расположение вариационных линий на плоскости ASB соответствует латеральной изменчивости щелочности глубинного трансмагматического флюида. Чем выше активность щелочей во флюиде, тем в большем количестве при прочих равных условиях они растворяются в расплаве и переходят в застывшую лаву и в кристаллическую горную породу.

В 1960 1970-е гг. Г.С. Горшков, затем также Э.Н. Эрлих построили диаграммы Заварицкого для разных вулканов, разных вулканических областей в позднекайнозойских провинциях Тихоокеанского обрамления. Г. С. Горшков пришел к выводу, что на проекции на плоскость **ASB одни ва**риационные линии составляют с осью SB угол 15°, другие – 7.5°. Изменчивость темпа увеличения полевошпатовой щелочности горных пород с ростом их кремнекислотности, заключил он, отражает региональные особенности устройства верхней мантии, где рождаются магмы, извергающиеся вулканами на островных дугах или на активных окраинах континентов. Собственно и на известном ри-

ВУЛКАНИЗМ И ГЕОДИНАМИКА, Екатеринбург, ИГГ УрО РАН, 2011

сунке (№ 96) в книге А. Н. Заварицкого [1950] такое различие выступает очень ярко на примерах, относящихся к кайнозойскому вулканическому поясу в Кордильерах Северной Америки (угол наклона 7.5°) и к Камчатке и Курильским о-вам (15°). Соответственно, у Г. С. Горшкова [1963] читаем об американском и азиатском, или континентальном и океаническом типах дифференциации магмы. Э.Н. Эрлих [1973] в результате изучения петрохимии позднекайнозойских вулканов Камчатки, Курильских и Японских о-вов пришел к выводу о еще большем и при этом дискретном петрохимическом разнообразии вулканических серий. Соответствующие им осевые линии в проекции на плоскость ASB наклонены к оси SB под углами 7-7.5 либо 15, либо 22-22.5, либо 30°. Промежуточные значения этого угла, замечает Э. Н. Эрлих, практически не встречены. Наклон вариационных линий к оси SB более крутой для лав щитовых вулканов, более пологий – для конических. При этом он соответственным образом различен для породных ассоциаций, относящихся к докальдерной (щитовой) и послекальдерной (конической) стадиям истории одного и того же вулкана, где такие стадии различаются. Но от геологического возраста вулкана в единой вулканической провинции этот наклон не зависит. Вулканические серии, характеризующиеся одинаковым наклоном осевых линий, могут занимать разные позиции в определенной вулканической зоне. Но при пересечении таких зон обнаруживается некоторая зональность.

Объяснение намечающегося закономерного изменения наклона вариационных линий на петрохимической диаграмме для вулканических ассоциаций можно предложить, учитывая особенности строения силикатных расплавов и открытый характер системы, в которой они существовали. Хотя крутые наклоны более свойственны линиям щелочных серий, щелочность флюида быть непосредственной причиной различий наклона быть не может. Во-первых, вариационная линия вулканитов Гавайских островов, приближаясь к оси SB при повышении значений параметра b, пересекает "пологие" линии для типов Марос – Хайвуд, Этны и Йеллоустонского парка и, делаясь пологой, оказывается в малощелочной области диаграммы. Аналогично ведет себя и линия для типа Таити. В этом типе горные породы при относительно малых значениях параметра в еще более щелочные, чем на Гавайских о-вах, но при высоких значениях этого параметра менее щелочные, чем горные породы из ассоциаций, вариационные линии которых наклонены полого к оси SB. Во-вторых, положение котектической линии в гаплобазальтовой системе в условиях ее открытости и под воздействием флюида с повышенным химическим потенциалом щелочей, изменится (см. [Заварицкий, Соболев, 1961, стр. 270]), и соответствующая вариационная линия на петрохимической диаграмме станет пологой. Т. е. то, что принимается за образ вулканических серий повышенной щелочности, оказывается предельно низко щелочным. И наоборот, пологие вариационные линии оказываются более близкими к котектике диопсид – плагиоклаз в открытой системе при повышенной щелочности.

Вероятно, более существенна композиционная зависимость строения силикатных расплавов. Различие в наклонах вариационных линий на проекции ASB диаграммы Заварицкого заметно только в области значений параметра b, меньших 25-30. Это соответствует приблизительно 50-60% масс. содержания SiO<sub>2</sub>. При таких и еще больших содержаниях возможна в разных условиях различная степень полимеризации силикатного расплава. Намечаются высоко полимеризованные сиботаксисы, вбирающие в себя щелочи и включенные в матрикс с низкой степенью полимеризации, где сосредоточены Мg и Fe как элементы – модификаторы [Анфилогов и др., 2005]. Повышение степени полимеризации благоприятствует растворению щелочей. Расплавы, где велико значение b и много Mg и Fe, относительно слабо полимеризованы. Содержание щелочей в них слабо изменяется, подчиняясь только изменчивости их активности в трансмагматическом флюиде. Все соответствующие вариационные линии в этой части диаграммы пологие. Здесь возможно даже некоторое возрастание параметра а с ростом в вследствие повышения активности щелочей в среде, богатой Мg и Fe. Вариационная линия в этом случае становится почти параллельной оси SB (монцонитоидная тенденция). Вода, растворяясь в расплаве, действует как деполимеризатор, и породы вулканических серий, сформированных на островных дугах, на окраинах континентов под действием высоководного флюида, относительно слабее обогащаются щелочами при снижении параметра b. Вариационные линии таких ассоциаций остаются пологими и в области малых значений параметра b. И котектические линии в экспериментальных системах, которые соответствуют пологим вариационным линиям, тоже относятся к слабо полимеризованным расплавам орто- или метасиликатов с кремнеземом. Углекислота, как и другие кислоты, напротив, благоприятствует полимеризации, и сдвиг в ее пользу в составе флюида при соответствующей активности щелочей (как наГавайских о-вах) вызовет их повышенное растворение в расплаве.

Рассматривая диаграммы для вулканических серий [Заварицкий, 1950], даже тех, тренды которых на проекции ASB расположены близко друг к другу, можно заметить различия в изменении размера векторов при снижении параметра b. Так, в тренде Пеле длина векторов уменьшается, а в тренде Лассен-Пик она почти одинакова. В тренде Электрик-Пик векторы, исключая характеризующие самые лейко-

кратовые породы, одинаковы, а вдоль тренда Иеллоустонского парка плавно сокращаются в размере при приближении к вершине S. Это примеры пологих трендов. В круто наклонных трендах тоже есть подобные различия. Векторы гавайских вулканитов уменьшаются при снижении параметра b, а в тренде для типа Таити это менее выражено. Если уменьшается b и при этом сокращается длина векторов, это значит, что растет отношение Fe/ Mg. Где длины векторов почти постоянные, там эти элементы ведут себя согласованно. Независимость таких изменений от того, как меняется щелочность, водноуглекислотная характеристика вулканитов, помогает глубже понять известные особенности диаграмм AFM, FeO/MgO vs. SiO<sub>2</sub> и других (см. [Эволюция..., 1983; Miyashiro, 1974]). Так, на диаграмме AFM видим, что тренды для интрузии Скаергаард и подобные показывают рост FeO/MgO почти без изменения содержания щелочей. Это соответствует пологим трендам на диаграмме Заварицкого. А на трендах, например, для вулканов Асама и Амаги – с некоторого среднего значения FeO/MgO при очень скромном его дальнейшем увеличении сильно растет Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O. На диаграммах FeO/MgO vs. SiO<sub>2</sub> видно, что железистость плавно увеличивается с ростом SiO<sub>2</sub>. В этом выражаются те же явления, что и на круто наклонных трендах на диаграмме Заварицкого. Обычно такие различия в петрохимии вулканических серий объясняются различной активностью кислорода во флюиде. И это, таким образом, еще один фактор, который находит отражение на диаграмме Заварицкого. Активность кислорода воздействует на полимерное строение силикатного расплава, и поэтому влияние этого фактора оказывается комплексным (наклон трендов, размер векторов). Таким образом, различие в положении вариационных линий и в их наклоне к оси SB на плоскости ASB определяется латеральной и временной изменчивостью состава флюида в отношении щелочных и летучих компонентов.

В 1960-х гг. М.Л. Гельман и В.Ф. Белый, Д.И. Фрих-Хар, Р.Г. Иванов и др. обнаружили, что в трендах вулканических серий на островных дугах и окраинах континентов (Тихоокеанское обрамление, Родопский массив) обычен отчетливый разрыв. Он приходится на андезитовые и близкие составы [Фаворская и др., 1969, там же библиография]. Это свойство описывается как контрастность, поляризация вещественного состава. В связи с этим говорят о ликвации в глубинном очаге, либо о независимой деятельности двух магматических очагов на разных уровнях литосферы. Не отрицая возможности таких механизмов, можно предложить и более общее объяснение. При активности воды во флюиде, достаточной для магматической кристаллизации амфибола, повышение активности щелочей, характерное для этих обстановок, изменит инконгруэнтный характер его плавления на конгруэнтный. Появится температурный максимум на поверхности ликвидуса в области составов, промежуточных между основными и кислыми. Образование андезитовых, либо андезибазальтовых, либо дациандезитовых магм станет энергетически затруднительным [Гельман, 1992].

Вопросы, затронутые выше, возникают при работе с диаграммами Заварицкого, и это пример того, насколько продуктивными могут быть такие диаграммы в выявлении новых геологических проблем.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- 1. Анфилогов В.Н., Быков В.Н., Осипов А.А. Силикатные расплавы. М.: Наука, 2005. 357 с.
- Бородин Л.С. Петрохимимия магматических серий. М.: Наука, 1987. 261 с.
- Гельман М.Л. О зависимости свойств магматических серий от щелочности трансмагматических флюидов // Геохимия, 1992. № 10. С. 1388–1400.
- Горшков Г.С. Глобальные особенности петрохимии вулканических пород и основные структуры Земли // Петрохимические особенности молодого вулканизма. М.: Наука, 1963. С. 5–16.
- Заварицкий А.Н. Введение в петрохимию изверженных горных пород. М.-Л.: Изд-во АН СССР, 1950. 400 с.
- Заварицкий А.Н., Соболев В.С. Физикохимические основы петрографии изверженных горных пород. М.: Госгеолтехиздат, 1961. 383 с.
- Фаворская М. А., Томсон И. Н., Иванов Р. Г. и др. Связь магматизма и эндогенной минерагении с блоковой тектоникой. М.: Недра, 1969. 264 с.
- Эволюция изверженных пород / под ред. Х. Йодера, мл. М.: Мир, 1983. 522 с.
- Эрлих Э.П. Современная структура и четвертичный вулканизм западной части Тихоокеанского кольца. Новосибирск: Наука, Сибирское отделение. 1973. 243 с.
- Miyashiro A. Volcanic rock series in island arcs and active continental margins // Am. J. Sci. 1974, V. 274, № 4. P. 321–355.

### = III. ФАЦИАЛЬНО-ФОРМАЦИОННЫЙ АНАЛИЗ 🛛 =

# ОСОБЕННОСТИ СОСТАВА И ФАЦИАЛЬНОЕ ЗНАЧЕНИЕ ТЕРРИГЕННЫХ ПАЧЕК В ПОЗДНЕПАЛЕОЗОЙСКОЙ ИСТОРИИ ВУЛКАНИЗМА ЧАТКАЛЬСКОГО ХРЕБТА (УЗБЕКИСТАН)

#### © 2011 г. А. Д. Гончар

ГП "Комплексная геолого-съемочная поисковая экспедиция" Государственного комитета геологии Республика Узбекистан, Ташкент, проспект Навои, 7A, gonchar s2003@mail.ru

Наиболее часто детальным литолого-фациальным исследованиям фанерозойских осадочных толщ по многим районам Узбекистана подвергались морские осадки и речные отложения Однако, несомненно, что на протяжении геологического развития и преобразований ландшафта региона в нем имели развитие и другие его элементы, в том числе и озера. Сложности проблемы фациально-палеогеографических реконструкций осадочных формаций еще более возрастают при изучении их в составе вулканогенных толщ, в силу особенностей геологического развития региона, получивших широкое развитие на площади Республики в позднем палеозое.

С 40-х годов впрошлого века вулканогенные толщи Чаткало-Кураминского региона были объектом изучения большого коллектива геологов [А.С. Аделунг, З.П. Артемова, Б.Н. Наследов и многие другие]. Путем обобщения этих работ, Н.П. Васильковским при участии К.Н. Вендланда, были удачно заложены основы их расчленения [Васильковский, 1952].Созданная их трудами схема корреляции и расчленения выдержала испытание временем и лишь уточнялась в ходе широко проводившихся в регионе в период 60-80г.г. геолого-съемочных работ. При этом основное внимание уделялось изучению собственно вулканогенных формаций, а осадочные лишь выделялись в отдельные подсвиты и пачки. Этим нарушались единство и связь вулканогенных процессов и осадочного седиментогенеза. Почти повсеместное присутствие в вулканогенных свитах пачек осадочного происхождения указывает на определенную ритмичность активных процессов излияний вулканических очагов, сменяемых периодами спокойствия с эрозией их продуктов и формированием туфогенно-осадочных толш.

В условиях незначительного количества данных определения абсолютного возраста и редкости сборов органических остатков, часто возникали противоречия в датировке толщ, трудно разрешимые и в настоящее время. Проблемы достоверности корреляции вулканогенных отложений обусловили в конце прошлого века расчленение этих толщ на формационной основе [Т.Н. Далимов, В.А. Арапов, В.И. Айзенштат и др.].

По мнению А.С. Масумова и др. [Масумов и др. 2001]. Чаткало-Кураминский регион в Срединном

Тянь-Шане представлял область с характерным дорифейским гранитно-гнейсовым основанием с наложенным Кураминским сектором окраинноконтинентального Кызылкумо-Кураминского вулкано-плутонического пояса.Для региона установлено широкое развитие позднепалеозойских ареалов кислого вулканизма с известково-щелочным характером магм.

В ходе выполнения комплексных литологофациальных и биостратиграфических исследований было совершено изучение разрезов вулканогенных свит в Ализарском палеозойском массиве, расположенном в левобережье р. Чирчик, южнее п. Ходжикент. Здесь, по данным геолого-съемочных работ, проведенных еще в 1967-1970 г.г. [Ю.Х. Ахмедулин и др.], интерес представляет описание вещественного состава акчинской свиты среднего карбона, разделенной на 2 пачки. В нижней развиты осадочные породы- песчаники, гравелиты, алевролиты с линзами известняков. Вторая представлена андезитовыми порфиритами и андезитодацитовыми пор- фирами. В верхах разреза свиты в Кураминском хребте в линзах известняков были отмечены "..следы жизнедеятельности пресноводных водорослей" [Арапов, 1965]. Т.А. Сикстель из разреза свиты на южном склоне Кураминского хребта собраны пресноводные водоросли Ortonella furcata Garwood и др., по определению К.Б. Корде характерные для нижне-средне-каменоугольных отложений СССР и Западной Европы. На основании этих данных, можно предполагать о развитии озерных обстановок осадконакопления в раннеакчинское время.

В пределах Карамазара промежуточное положение между эффузивами акчинской и надакской свит занимают осадочно-вулканогенные отложения джамансайской свиты. Ее отложения повсеместно залегают на размытой поверхности отложений акчинской свиты, гранитоидах "карамазарского типа". Мощность свиты около 2500 м, причем осадочные отложения установлены в ее основании (300 м). Здесь представлено чередование конгломератов, гравелитов, песчаников, сланцев, маломощных тонкослоистых черных известняков. В известняках и известковистых песчаниках обильные включения неопределимых растительных остатков средневерхнекарбонового облика, пелециподы. К.Б.Корде отсюда определены водоросли Ortonella Artemovae Когdе и др. На основании состава отложений и текстур, отложения свиты были отнесены ранее к озерным образованиям.

В изученном разрезе бассейна Каранкульсая, в его правом борту, на трахидацитовых порфиритах залегает сложное переслаивание алевролитов, песчаников, гравелитов, конгломератов, заканчивающееся тремя пачками андезитовых и андезитодацитовых порфиров (по 60–75 м). Состав пород позволяет предполагать широкое развитие в акчинское время мелководных речек с отдельными и кратковременными накоплениями известняков, характерных для озерного седиментогенеза. Развитие водоема было прервано продуктами вулканизма.

Среднекарбоновый вулканогенный комплекс, в свою очередь, сменяется верхнекарбоновыми отложениями трахилипарит-трахиандезитовой формации, выделенными в объеме оясайской свиты и широко развитыми на площади массива.На изучаемой площади взаимоотношений пород формации с подстилающими и перекрывающими отложениями не установлено, кроме прорывания их субвулканической фацией кызылнуринской свиты (трахилипарит-порфирами).

Нижнепермский вулканогенный комплекс (трахиандезит-трахидацитовая формация) занимает значительную часть площади массива, представлен осадочными и вулканогенными отложениями. Они выделяются по результатам геологосъемки в объеме шурабсайской свиты сакмарского яруса, возраст которой дается на основании определения остатков растений, собранных в хр. Каржантау. В низах преобладают серые туфопесчаники тонко и среднеслоистые, красно-бурые туфоалевролиты и аргиллиты, с прослоями известняков, гравелитов и конгломератов.

Характерной чертой строения разреза является чередование пачек тонкого ритмичного и грубого неритмичного переслаивания. Отложения ритмичного переслаивания представлены осадочными песчаниками и аргиллитами, сменяясь к верхам туфогравелитами и эффузивами. В фациальном отношении в описанном разрезе впервые возможно выделение озерных отложений на трех уровнях, из которых два нижних проявились лишь накоплением маломощных прослоев известняков с обилием терригенной примеси. Источником материала для известняков могли быть размываемые вулканогенные толщи, обычно обогащенные кальцием и магнием, а так же деятельность поствулканических родников.

Вероятно, состав воды и кратковременность существования первых водоемов не способствовали развитию органической жизни. Значительно полней осадки третьего пресноводного водоема оказались представленны в пределах середины разреза, возникшего при запруживании русла мелководной и небольшой речки телом оползня или, скорее всего, селем. Это способствовало накоплению песчаноглинистых отложений с двумя горизонтами известковистых песчаников, содержащих впервые найденные обильные включения талом карбонатредуцирующих водорослей. Развитие альгофлоры позволяет предполагать, что химический состав воды и тектонические условия стабилизовались. Считается, что водоросли начинают биологическую цепочку развития жизни, первыми заселяя водоемы.

В ходе геологосъемочных работ было установлено, что эффузивно-осадочные отложения, выделенные как толщи шурабсайской свиты, полукольцом окаймляют Ализарский палеозойский массив. Возможно, что такая рисовка отложений свиты имеет связь с морфологией акватории озерного водоема, в пределах которого мог быть остров или полуостров Все выделяемые на площади озера возникли в условиях горного расчлененного рельефа, образованного регулярными извержениями многочисленных и близрасположенных вулканов. На определенном этапе своего развития третье озеро прекратило существование, очевидно, под влиянием тектоники и вулканизма. В результате слива запруженной воды, произошло осушение дна и образование текстур "трещин усыхания". Впадина, ранее занимавшаяся водоемом, начинает быстро заполняться туфами, туфопесчаниками и туфоаргиллитами с отдельными прослоями магматических пород.

Наличие многочисленных признаков развитой гидросети и пресноводных водоемов и на других площадях региона позволяет говорить о климате осадконакопления, как достаточно влажном для их функционирования.Сравнение состава изученных отложений и текстур в них развитых, с осадками современных озер Камчатки [Кременецкая, 1972], постоянно испытывающих влияние на седиментацию процессов вулканизма, показывает их почти полную аналогию.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Арапов В.А. Хребты Каржантау, Чаткальский, Кураминский. //Стратиграфия Узбекской ССР. Изд-во "Наука", Ташкент, 1965. С. 271–287
- Васильковский Н.П. Стратиграфия и вулканизм верхнего палеозоя юго-западных отрогов Северного Тянь-Шаня. Изд-во АН УзССР. Т. 1952. С. 304.
- Кременецкая Т.Н. О влиянии вулканизма на озерную седиментацию в Тигильском районе Камчатки. // Литология и полезные ископаемые. 1972. 5. С. 115–122.
- Масумов А.С., Хусанов С.Т., Быковская Т.А. История геологического развития Центральной Азии в позднем палеозое. ФАН. Ташкент, 2001. С. 192.

### = III. ФАЦИАЛЬНО-ФОРМАЦИОННЫЙ АНАЛИЗ =

# ПАРАЛЛЕЛЬНЫЕ ДОЛЕРИТОВЫЕ ДАЙКИ ПОЛЕВСКОГО РАЙОНА СРЕДНЕГО УРАЛА

#### © 2011 г. К. С. Иванов, С. В. Берзин, Ю. В. Ерохин

Институт геологии и геохимии УрО РАН им. А.Н. Заварицкого, Екатеринбург, ivanovks@igg.uran.ru

На Среднем Урале впервые комплекс параллельных даек был описан С.Н. Ивановым с коллегами в 1973 году [Иванов и др., 1973] как реликт океанической спрединговой структуры. В окрестностях города Полевского обнажаются фрагменты комплекса параллельных долеритовых даек, прослеживающегося с перерывами в восточном обрамлении Ревдинского массива Платиноносного пояса более чем на 60 км [Семенов, 2000]. Нами исследовано наиболее представительное обнажение параллельного дайкового комплекса в этом районе, расположенное в привершинной части г. Азов. Здесь дайки долеритов прорывают подушечные лавы базальтового и андезито-базальтового состава. Дайки имеют выдержанное северо-восточное простирание и крутое юго-восточное или северо-западное падение. Мощность даек составляет от 0.5 до 2.0 м, нередки структуры типа "дайка в дайке". Количество даек превышает количество подушечных лав примерно в два раза. Дайки сложены мелкозернистыми полнокристаллическими габбро-долеритами, порфировыми долеритами с вкрапленниками плагиоклаза и роговой обманки, менее распространены афировые и мелкопорфировые разности. Для долеритов параллельного дайкового комплекса нами были получены изотопные датировки по акцессорным цирконам U-Pb методом SHRIMP-II в ЦИИ ВСЕ-ГЕИ. Результаты анализов сгруппировались в два конкордантных возраста: позднедевонский и раннекембрийский

Долериты в значительной степени метаморфизованы в условиях зеленосланцевой и пренитпумпеллиитовой фации. Плагиоклаз замещен кварц-соссюритовым агрегатом, в более измененных разностях исчезают и реликтовые очертания его зерен. В матрице лейкократовых долеритов встречены слабозамещенные ксеноморфные зерна альбита (An 3-5%), ассоциирующиеся с кварцем и имеющие на наш взгляд метаморфогенную природу. Амфибол, отвечающий по составу железистому тремолиту-магнезиогорнблендиту, установлен как в порфировых вкрапленниках, так и в матрице долеритов. Во вкрапленниках он замещается кварц-хлоритовым агрегатом и в подчиненных количествах пумпеллиитом. Наиболее измененные разности пород сложены клиноцоизиткварцевым агрегатом с актинолитом, пумпеллиитом и хлоритом в различных соотношениях. Клиноцоизит имеет химический состав пограничный с эпидотом. Пумпеллиит попадает в промежуточную область между глиноземистым и окисножелезистым членами изоморфного ряда при отношении  $Fe^{3+}/(Fe^{3+} + Al) = 0.35 - 0.55$ . Хлорит из матрицы породы соответствует клинохлору с железистостью f = 0.27-0.38. Реликты зерен пироксена выделены нами из тяжелой фракции протолочки и отвечают авгиту. Средний состав минерала (в мас. %):  $Na_2O - 0.63$ ; MgO - 12.89; Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> - 4.87; SiO<sub>2</sub> - 49.93; K<sub>2</sub>O - 0.01; CaO - 22.28; FeO<sub>сум</sub> - 7.39; MnO - 0.15; TiO<sub>2</sub> – 1.14; Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> – 0.13 (Сатеса SX 100, здесь и далее аналитик Д.А. Замятин), что в пересчете на формульные единицы дает следующую кристаллохимическую формулу – (Ca<sub>0.90</sub>Na<sub>0.05</sub>Mg<sub>0.05</sub>)<sub>1.00</sub>(Mg<sub>0.67</sub>) Fe<sub>0 23</sub>Al<sub>0 07</sub>Ti<sub>0 03</sub>)<sub>1 00</sub>(Si<sub>1 86</sub>Al<sub>0 14</sub>)<sub>2 00</sub>O<sub>6</sub>. Среди акцессорных минералов присутствуют магнетит, хромит, рутил, сфен, апатит и циркон. Химический состав хромита следующий (в мас. %): Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> – 53.64; Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> – 13.29; FeO<sub>CYM</sub> – 22.26; MgO – 10.09; MnO – 0.36; TiO<sub>2</sub> – 0.25, что в пересчете на формульные единицы дает такую формулу –  $(Fe_{0.50}Mg_{0.49}Mn_{0.01})_{1.00}$  $(Cr_{1.38}Al_{0.51}Fe_{0.11}Ti_{0.01})_{2.01}O_4$ . Отмечается в вулканитах и мелкая сульфидная вкрапленность в виде пирита, халькопирита и ковеллина.

Дайковый комплекс и подушечные лавы представлены низкокалиевыми базальтами и андезитобазальтами нормальной щелочности (табл. 1). Долериты характеризуются пониженными относительно MORB содержаниями титана (TiO<sub>2</sub> 0.57-0.81%) и невысокой железистостью (Fe/(Fe+Mg) 0.33-0.54). Содержание РЗЭ в долеритах варьирует от 27.7 до 52.6 ррт. Спектр распределения РЗЭ (рис. 1а) в долеритах пологий с незначительным обогащением легкими лантаноидами, La/Yb = 0.90-3.60. В одной пробе наблюдается положительная европиевая аномалия. В проанализированном образце базальтов полушечных лав содержание РЗЭ оказалось значительно ниже и составило 15.57 ррт. На спектре (рис 1а) так же наблюдается обогащение в области ЛРЗЭ, La/Yb = 0.92, присутствует отрицательная европиевая аномалия. На мультиэлементной диаграмме (рис. 1б) во всех пробах доллеритов наблюдаются минимумы по Rb, Nb, и максимум по Sr, на общем спектре так же вырисовывается слабая отрицательная аномалия по Ті. В ряде проб наблюдаются минимумы по Th, Ta, K и Zr, и максимум по Pb.

											1
	Долериты параллельных даек										
	106/1	106/4	107/1	108/2	A-3	A-9	A-11	A-18	A-25	A-12	106/3
SiO <sub>2</sub>	52.03	51.52	49.31	49.17	51.23	52.51	52.43	55.05	55.39	54.07	56.77
TiO <sub>2</sub>	0.72	0.55	0.78	0.60	0.81	0.53	0.64	0.57	0.81	0.69	0.65
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12.71	13.21	13.72	11.73	13.23	12.77	11.46	11.3	14.12	9.80	12.45
FeO	3.70	3.70	4.10	4.60	5.08	3.78	3.41	2.24	6.49	3.11	3.80
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	6.60	5.25	6.30	6.70	6.10	6.46	5.39	7.18	4.31	6.10	4.71
MnO	0.16	0.16	0.18	0.17	0.16	0.17	0.16	0.19	0.13	0.20	0.20
CaO	10.78	11.25	10.97	10.39	10.59	9.32	13.49	9.32	8.37	11.3	8.15
MgO	8.25	8.90	8.84	11.57	6.89	8.62	8.13	8.62	4.92	10.01	6.71
K <sub>2</sub> O	0.08	0.13	0.28	0.15	0.05	0.16	0.09	0.01	0.01	0.02	0.02
Na <sub>2</sub> O	2.10	2.30	2.30	1.80	2.34	2.46	2.34	3.07	2.90	2.46	4.50
$P_2O_5$	0.10	0.08	0.07	0.11	0.16	0.12	0.09	0.09	0.15	0.08	0.08
п.п.п.	2.80	2.70	3.00	2.80	2.49	2.50	1.66	1.67	2.12	1.88	1.80
Сумма	100.02	99.75	99.84	99.78	99.13	99.40	99.29	99.31	99.72	99.72	99.83

Таблица 1. Химический состав (в вес. %) долеритов и подушечных лав г. Азов

Примечание: анализы сделаны в лаборатории ФХМИ ИГГ УрО РАН, аналитики Татаринова Л.А., Ялтук Т.М., Власов В.П., Горбунова Н.П., Неупокоева Г.С.



**Рис.1.** Спайдер диаграмма распределения редкоземельных (а) и несовместимых элементов (б) в долеритах и подушечных лавах г. Азов.

На дискриминационной диаграмме AFM долериты попадают на границу толеитов и известковощелочных базальтов. На диаграмме Zr-Ti-Y анализы тяготеют к полю толеитов островных дуг и MORB, на диаграмме Ti/1000-V большая часть анализов попадает в поле островодужных толеитов и один анализ в поле MORB. На диаграмме P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>-TiO<sub>2</sub>-MnO долериты попадают в поле островодужных толеитов. По содержанию высокозарядных несовместимых элементов на диаграммах Th-Zr/117-Nb/16 и Th-Hf/3-Nb/16 подавляющее большинство анализов попадает в поле островодужных базальтов, один анализ попадает в поле N-MORB. На диаграмме MgO-Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-FeO+TiO<sub>2</sub> долериты параллельных даек попадают в область высокомагнезиальных толеитов и известково-щелочных базальтов. На диаграмме FeO\*-MgO-Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O метабазиты располагаются на границе толеитовых и известковощелочных полей. Таким образом, близость по химическому и микроэлементному составу долеритов параллельных даек к толеитам островных дуг, пониженные относительно MORB содержания TiO<sub>2</sub>, а также соотношения петрогенных и редких элементов, указывающие на островодужную природу долеритов, дает основания подтвердить сделанный ранее вывод [Иванов и др., 2000] относительно образования описываемого комплекса в условиях задугового спрединга. Аналогичный вывод можно сделать и относительно базальтов подушечных лав, незначительно отличающихся от долеритов дайкового комплекса.

Исследования проводятся при целевой финансовой поддержке проекта 09-T-5-1011 и конкурса молодёжных научных проектов УрО РАН.

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- 1. Иванов К.С., Ерохин Ю.В., Смирнов В.Н., Слободчиков Е.А. Рифтогенез на Среднем Урале (комплексы и структуры растяжения в истории развития среднего Урала). Путеводитель геологических экскурсий Международной научной конференции Рифты Литосферы (VIII Чтения А.Н.Заварицкого). Екатеринбург: УрО РАН, 2002. 91с. 2. Иванов К.С., Смирнов В.Н., Ерохин Ю.В. Текто-

ника и магматизм коллизионной стадии (на примере Среднего Урала). Екатеринбург: УрО РАН, 2000. 133 c.

- 3. Иванов С.Н., Кориневский В.Г., Белянина Г.П. Реликты рифтовой океанической долины на Урале // Докл. АН СССР, 1973. Т. 211. № 4. С. 939–942.
- Семенов И.В. Палеоокеанический спрединго-вый вулканизм Урала и реконструкция параметров 4. уральского палеозойского океана. Екатеринбург: УрО РАН, 2000. 362 с.

III. ФАЦИАЛЬНО-ФОРМАЦИОННЫЙ АНАЛИЗ 🛛 =

# ВУЛКАНИЧЕСКИЕ ФАЦИИ И ГЕНЕЗИС НЕКОТОРЫХ ТИПОМОРФНЫХ ПОРОД ДЕВОНСКОЙ ЖЕЛЕЗОНОСНОЙ ФОРМАЦИИ НА АЛТАЕ

© 2011 г. Э. Г. Кассандров

Институт геологии, геофизики и минерального сырья ФГУП "СНИИГГиМС", Новосибирск, kassandrov@sniiggims.ru

В ранне-среднедевонское время на активной континентальной окраине Сибирского палеоконтинента сформировался железорудный пояс однотипных вулканогенно-осадочных железорудных месторождений длиной около 600 км и шириной до 150 км, протягивающийся от г. Рубцовска на северо-западе до оз. Маркакуль на юго-востоке. Большая часть пояса отличается хорошей обнаженностью, позволяющей детально картировать железоносные вулканогенно-осадочные отложения. Наиболее полный разрез рудовмещающей коргонской свиты ранне-средне-девонского возраста находится в районе Холзунского, Калгутинского и Коргонского месторождений. Он состоит из подрудной, рудной и надрудной частей, соответственно нижней, средней и верхней подсвит коргонской свиты. На Холзунском месторождении нижняя подсвита представлена трахиандезитовыми порфритами, кластолавами и обсидианами, кристаллокластическими туфами трахитового, трахиандезитового, трахидацитового состава, ленточными и шаровыми фельзитами трахилипаритового состава с прослоями кварц-полевошпат-серицитовых, кварцкалишпат-биотитовых сланцев, редкими прослоями магнетитовой и гематитовой руды. Общая мощность подсвиты достигает 1500 м. Вулканические породы составляют 1200 м, большая часть которых (890 м) представлена кластолавами, обсидианами реже лавами трахитового, трахидацитового и трахилипаритового состава. Средне-коргонская (рудная) подсвита состоит из магнетитовых руд, туфопесчаников и туфоалевролитов, метаморфических сланцев и карбонатных пород общей мощностью 260 м. Верхнее-коргонская подсвита включает в себя фельзиты трахилипаритового состава, различные туфогенные породы, литокристаллокластические и кристаллокластические туфы и игнимбриты. Мощность подсвиты более 700 м.

Трахиандезиты образуют потоки длиной до 3.5 км, кластолавы и обсидианы трахидацитового и трахитового состава до 7 км, фельзиты с шаровой и ленточной текстурой – до 5.5 км, сменяясь в северозападном направлении игнимбритами и туфами.

Трахиандезитовые порфириты – массивные породы, обладающие иногда миндалекаменной и шаровой текстурой. Характерно наличие гнезд, линз и жил гематитовой руды обычно с редкой вкрапленностью мелких октаэдров магнетита. Микроскопически устанавливается пилотакситовая, гиалопилитовая и трахитовая структура основной массы. Порфировые выделения составляют не более 10-15% объема породы и представлены альбитизированным плагиоклазом, реже калишпатом и псевдоморфозами вторичных минералов по темноцветам. Трахитовые порфиры темно – серые, лилово – серые массивные часто гематитизированные породы с редкими порфировыми выделениями полевого шпата. Кератофиры менее распространены. Встречаются на Холзунском месторождении, в верховьях р. Кульды, районе Коргонского и Калгутинского месторождений. Представляют собой порфировые, реже фельзитовые породы, отличающиеся от трахитовых порфиров зеленовато-серым цветом и преобладанием альбита или альбитизированного плагиоклаза над калишпатом.

Фельзиты наибольшим распространением пользуются на Холзунском месторождении. Среди них выделяются массивные фельзиты, фельзиты с шаровой и ленточной текстурой. По составу обе разновидности одинаковы. Наиболее характерны и интересны с генетических позиций шаровые и ленточные фельзиты, которые в подрудной части разреза Холзунского месторождения слагают пачку мощностью около 150 м. Весьма вероятно, эта пачка состоит из отдельных потоков мощностью от нескольких десятков см до 10–15 м, связанных между собой постепенными переходами. В подошве и кровле пачки преобладают шаровые разности, а в центральной части – ленточные.

В шаровых фельзитах – присутствуют многочисленные обособления шаровой, эллипсоидальной, каплевидной формы, заключенные в породу одинакового с шарами состава. В диаметре они имеют от 2–3 мм до 5–6 см. Распространены шары в породе неравномерно, образуя прослои густо насыщенные шарами так, что они тесно соприкасаются друг с другом и прослои, где шаров очень мало. Шары имеют ясное концентрически зональное, иногда скорлуповатое строение. Различаются более светлое ядро и темная оболочка. Ленточные фельзиты – полосчатые или флюидальные породы, в которых чередуются тонкие от долей мм до 5–6 мм полоски серого и розового цвета. Полоски почти параллельны и ритмично чередуются меж-



**Рис. 1.** Типоморфные вулканические породы района Холзунского месторождения. а – фельзит ленточно - шаровый, б – кластолава трахидацита, в – обсидиан, г – игнимбрит.

ду собой. Каждая полоска прослеживается на десятки см, редко на большее расстояние. Ленточные фельзиты постепенно переходят в шаровые. Полосчатость становится сначала линзовидной, затем появляются прослои, сложенные миндалевидными и каплевидными образованиями. В линзочках появляются раздувы, котрые постепенно обособляются, увеличиваются в размере и принимают шаровую форму (рис. 1а). Под микроскопом в ленточных фельзитах обнаруживается тонкополосчатая текстура, обусловленная чередованием полос: 1 - с различной степенью раскристаллизации основной массы – аллотриоморфнозернистой и микрофельзитовой; 2 – наличием тонких темных полос с рудной вкарапленностью; 3 - наличием полос с заметным количеством серицитизированного плагиоклаза. Границы полос чаще неровные, волнистые или зубчатые. Большую часть породы составляют калишпат и кварц, в небольшом количестве присутствуют альбит, серицит, рудные минералы, в единичных зернах – апатит, редко – циркон. Среди более крупных зерен в обогащенных рудным веществом полосках различаются лейкоксен, рутил, анатаз – брукит. При формировании шаровых и ленточных текстур идет явное расслоение расплава с обособлением полос и шаров, которые формируются в еще жидкой массе и затем нередко подвергаются вместе с ней пластическим деформациям. Подобные образования описаны К.И. Карапетяном, М.А. Фаворской, Е.П. Зайченко и др. Все они считают ликвацию магматического расплава причиной образования шаровых и ленточных текстур в кислых лавах. Возможно, шаровые и ленточные фельзиты Холзунского месторождения сформировались в подводных условиях, поскольку они подстилают несомненно подводные образования рудоносной пачки и иногда встречаются непосредственно в самой рудоносной пачке.

Кластолавы наиболее распространены среди трахитов и трахидацитов. Это брекчиевидные породы, в которых присутствуют затвердевшие обломки одной лавы в другой, служащей цементом (рис. 1б). Обе лавы близки по составу и отличаются цветом, структурой или степенью раскристаллизации. Обломки и цемент тесно спаяны друг с другом. Обычно они ориентированы по флюидальности. Структура основной массы цементирующей лавы и обломков микрофельзитовая, аллотриоморфнозернистая, трахитовая, реже сферолитовая. Степень раскристаллизации стекла выше в обломках. Характерная черта кластолав - это наличие скоплений мельчайших кристаллов гематита и магнетита вокруг обломков. Благодаря такой кайме, обломки отчетливо выделяются под микроскопом. Количество порфировых выделений и обломков редко превышает 25-30%. Для пород типично присутствие порфировых выделений только полевого шпата, реже кварца и единичных псевдоморфоз по темноцветам. Происхождение холзунских кластолав, по нашему мнению, аналогично генеизису семячикских туфолав. Последние, по В.И. Владавцу, образовались путем взрыва в магматической камере и внедрения менее вязкой лавы в более вязкую и частично затвердевшую лаву с расчленением её на комки разных размеров в условиях достаточно высокой температуры. Возможно, здесь немаловажную роль сыграла способность первичной магмы расщепляться на две несмешивающиеся жидкости, одна из которых была обогащена рудными и летучими компонентами и оставалась в магматической очаге в жидком состоянии, в то время как другая часть уже начала твердеть. Предположение о подобном расщеплении подкрепляется присутствием выше по разрезу ленточных и шаровых фельзитов.

Обсидианы встречаются среди кластолав трахидацитового, трахитового состава и тесно с ними связаны постепенными переходами, одинаковым вещественным составом. Вероятно, обсидианы и кластолавы слагали единый вулканический купол, постепенно сменяющийся лавовыми потоками. Обсидианы представляют собой серую фельзитовую и микрофельзитовую породу с розовыми и коричневыми обособлениями самой различной формы – струйчатой, пламеневидной, каплевидной, брекчиевидной и др., часто образующими флюидальную текстуру (рис. 1в). Породы не содержат порфировых выделений, имеют раковистый излом. Некоторые разновидности обсидиана представляют интерес как красивый поделочный камень.

Пирокластические аналоги охарактеризованных эффузивных пород пользуются широким распространением к северо-западу от Холзунского месторождения, фациально замещая эффузивы на огромной территории в 150–200 км длиной. По объему они составляют до 90% вулканических пород в пределах железорудного пояса, относясь преимущественно к наземным образованиям. Особенно широко они представлены в нижней подсвите в верховьях рек Кульда, Кедровка, Коргон, правых притоков р. Уба, на территории Коксинских месторождений, а также в верхней подсвите на Холзунском месторождении. Среди туфов по степени спекания выделяются: обычные литифицированные туфы, спекшиеся туфы и игнимбриты; по текстурным особеннстям: массивные и шаровые туфы; по структуре: глыбовые, агломератовые, псефитовые, псаммитовые и алевритовые; по составу обломочного материала: кристаллокластические, литокластические и витрокластические. Цементом туфов обычно служит витрокластические. Преобладают спекшиеся псаммитовые и псефитовые витрокластические, кристалло-витрокластические, витрокристаллокластические, кристаллокластические, лито-витрокластические туфы и игнимбриты.

Игнимбриты – одна из наиболее распространенных разновидностей кислых пирокластических пород железорудного пояса Алтая. Чаще игнимбриты образуются из псаммитового, алевритового витрокластического и кристалловитрокластического материала. Наиболее сваренные разности игнимбритов приурочиваются к центральным частям пластов. Выделяются две группы игнимбритов. Игнимбриты с характерными пламеневидными образованиями – фьямме темносерого, лилового или розоватого цвета, достигающих в длину нескольких см. Наблюдаются редкие обломки кварца, полевого шпата, кислых вулканитов. Породы имеют флюидальную текстуру. Последняя выражается в ориентированном расположении обломков и фьямме. Во многих случаях обломки вулканитов переплавляются разогретой пепловой массой с образованием характерных ореолов вокруг сохранившейся части обломка (рис. 1г). Микроскопически в игнимбритах отмечаются реликты пепловой структуры.

Вторая группа игнимбритов включает сваренные кристаллокластические гранитовидные туфы. Фьямме в них отсутствует. Они переполнены кристаллокластами розоватого калишпата и водянопрозрачного кварца размером до 5 мм. Иногда присутствуют обломки кислых вулканитов. Связующая пепловая масса имеет флюидальную текстуру. Возможно, это пирокластический поток, но не исключено также, что игнимбриты имеют субвулканическое происхождение или являются экструзией, следующей вдоль разлома. Подобные игнимбриты Тихоокеанского пояса И.М. Сперанская называет "экструзивными кристаллокластическими игнимбритами". Большинство исследователей считает, что игнимбритовые поля и отложения пирокластических потоков связаны с кальдерами вулканов, зонами продольных грабенов и кальдер оседания. В нашем случае при большой протяженности рудных горизонтов и сопровождающих их игнимбритов, витрокластических туфов и других, близких к игнимбритам пород, эруптивные центры располагались, вероятно, в виде цепочки вдоль глубинного разлома или вдоль грабенов, в которых и происходило рудоотложение.

В пределах железорудного пояса встречается своеобразная группа вулканических пород – рудных лав и туфов. Рудные лавы трахиандезитово-

го реже трахитового состава отмечаются на Холзунском месторождении преимущественно в центральной и юго-западной части предполагаемой кальдеры. Гематит и магнетит слагают основную массу пород, подчеркивая их микролитовую и порфировую структуры. Обогащенные железом породы постепенно сменяются богатыми сливными рудами мощностью до 2 м и протяженностью до десятков метров. Общая мощность обогащенных рудным веществом эффузивов исчисляется десятками метров, протяженность - первыми километрами. По форме оруденения среди рудных туфов трахиандезитового, трахидацитового и трахилипаритового состава выделяются: 1). Туфы с рудной цементирующей массой; 2). С гематитовыми стяжениями; 3). Полосчатые; 4). С рудными жилами и гнездами; 5). Рудокласы и туфы с рудными бомбами. Прослеживаются они на расстояние в сотни метров, нередко образуя явно стратифицированные пласты мощностью до нескольких десятков метров, в среднем первые метры. Образование подобных рудных вулканических пород также связывается с ликвацией магматического расплава на силикатную и рудную составляющие.

Как следует из петрографического состава вулканических пород и их роли в разрезах рудоносной толщи, вулканизм описываемого района обладал высоким коэффициентом палеоэксплозивности (Еэ – около 80%) и, по-видимому, являлся вулканизмом островных гирлянд, относясь к катмайскому типу извержений. Вместе с тем, наличие мощных покровов игнимбритов и сваренных кристаллокластических туфов, простирающихся на значительное расстояние, позволяет предполагать наличие эксплозивных извержений линейного типа, которые характеризуются перетекающими раскаленными тучами. По петрохимическим особенностям вулканические породы пояса в основном соответствуют стандартам, отличаясь повышенным количеством алюминия, преобладанием калия над натрием, светлой части над цветной и железа над магнием. Трахиандезиты и их туфы в среднем содержат 54.80% SiO<sub>2</sub>; 1.72% Na<sub>2</sub>O и 7.40% K<sub>2</sub>O (7 анализов). Соответственно трахиты, трахидациты и их туфы 67.23; 3.81; 5.89 (16 анализов); трахилипариты и их туфы 73.65; 1.16; 8.25 (33 анализа).

Таким образом, в районе Холзунского железорудного месторождения выделяются следующие вулканические фации: прижерловая экструзивноэффузивная, представленная кластолавами, обсидианами, переходящими в потоки ленточных и шаровых фельзитов; эффузивная - потоки трахиандезитов, трахитов, трахидацитов, трахилипаритов; пирокластическая - туфы и игнимбриты. Фации последовательно сменяют друг друга от вулканического кратера в северо-западном направлении. И лавы, и туфы формировались в наземных и подводных условиях. В количественном отношении в пределах железорудного пояса резко преобладала пирокластическая фация. Образование вулканитов происходило неоднократно в течение длительного времени. Извержения начались с выброса кристаллокластических туфов, излияния лав кератофирового и трахиандезитового состава, далее последовали излияния трахитов, субщелочных кислых лав и завершились выбросами туфов и игнимбритов того же состава. Магматический очаг эволюционировал с образованием остаточного обильно насыщенного газами и рудной составляющей расплава, давшего огромное количество пирокластики и эффузивов в том числе рудных эксгаляций и растворов.

На Холзунском месторождении и подрудная и надрудная части разреза формировались при периодической смене континентальных и морских условий. Рудообразование достигло максимума в момент существования наиболее значительного устойчивого морского бассейна с развитием рифовых и хемогенных известняков, фосфатных и марганцевых фаций. Рудный горизонт залегает не в основании, как на большинстве других месторождений и рудопроявлений пояса, а в центральной части рудоносной пачки.
## = III. ФАЦИАЛЬНО-ФОРМАЦИОННЫЙ АНАЛИЗ =

# СИЛУРИЙСКИЙ ВУЛКАНИЗМ ВОСТОЧНОГО СКЛОНА ПРИПОЛЯРНОГО УРАЛА. МИНЕРАЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ ПО ВУЛКАНИТАМ БАССЕЙНА Р. ЩЕКУРЬЯ

© 2011 г. К. Ю. Кудрин, М. Г. Жалбэ

ГОУ ВПО "Югорский государственный университет", Ханты-Мансийск, kudringeo@inbox.ru

В 2010 г. изучен разрез позднесилурийских вулканогенно-осадочных образований, вскрытых в береговых обнажениях р. Щекурья на восточном склоне Приполярного Урала. По результатам ГДП-50, проведенных севернее (А.Н. Петенин, 1994) и южнее (М.М. Павлов, 1990) характеризуемой площади, описываемые вулканиты выделены в соимшорскую толщу. Эффузивы простираются в север-северо-восточном направлении с падением на юго-восток, образуя моноклинальную структуру. С востока они имеют дизъюнктивный контакт с габброидами западной части Щекурьинского массива, которые по нашему мнению относятся к первой фазе становления позднесилурийского верхнетагильского (северорудничного) комплекса. Однако присутствуют признаки и интрузивного контакта: в габброидах наблюдаются многочисленные ксенолиты базальтов нижней пачки описываемых вулканитов. С запада вулканиты погружаются под мезозойско-кайнозойские отложения чехла Западно-Сибирской плиты. Обнаженность хорошая.

В строении вулканогенного разреза (описываемая нормальная мощность 1070 м) выделены четыре пачки пород, последовательно сменяющие друг друга по падению. Крайнюю восточную пачку слагают черные с зеленоватым оттенком базальты в разной степени измененные (спилитизированные и эпидотизированные). Породы имеют интерсертальную микроструктуру основной массы, в которую погружены редкие порфировые выделения плагиоклаза и пироксена. Породы аналогичного состава встречены в виде ксенолитов в габброидах западной части Щекурьинского массива. Среди базальтов встречены 2 крупные линзы черных тонкозернистых плитчатых известняков, что свидетельствует о подводном характере вулканизма. Породы нижней пачки прорываются небольшими дайками долеритов. Мощность описываемой пачки составляет 370 м.

Восточнее картируется пачка андезитов, среди которых наблюдаются маломощные прослои базальтов. Отличительная черта пород – наличие большого количества пирокластического материала (лито- и кластолавы). Обломки достигают размеров 10 см, среди них отмечаются обломки вулканитов среднего и основного состава. В верхней части пачки среди обломков появляются явные продукты кислого вулканизма (риолитового состава) вишнево-красной окраски. Мощность пачки 250 м.

Третья пачка представлена сложно чередующимися вулканитами базальтового и андезитового состава. Наблюдаемые породы всегда имеют порфировую структуру (в порфировых выделениях клинопироксен – до половины объема породы) и очень часто – миндалекаменную текстуру. Причем миндалины имеют сложное заполнение: 1) существенно кальцитовое с единичными зернами кварца; 2) существенно кварцевое с тонкоигольчатой эпидотовой оторочкой, 2) существенно кварцевое. Мощность пачки 200 м. В кровле пачки картируются вулканиты дацитового состава.

Наращивают разрез в восточном направлении вулканиты кислого состава – риолиты, выделяющиеся красной и малиново-красной окраской. Породы имеют порфировую структуру (в порфировых выделениях кварц и плагиоклаз, крайне редко – полностью хлоритизированный амфибол). Кварц слагает округлые зерна гексагональных, реже тетрагональных очертаний (а-кварц?). Обычной является "лапообразная" форма зерен кварца, часто вокруг зерен наблюдается регенерационная каемка. Основная масса бурая, сложена игольчатыми разноориентированными микролитами полевых шпатов. Микролиты на концах обычно расщеплены, образуя структуру типа "конский хвост". В породах присутствуют часто многочисленные округлые обломки эффузивов среднего состава. Мощность верхней пачки 250 м.

Таким образом, характер вулканизма во времени и с запада на восток последовательно меняется от основных эффузивов до кислых.

Минеральный состав базальтов (обр. 18) и дацитов (обр. 21) третьей пачки изучен микрозондовыми исследованиями. Породообразующие минералы представлены пироксеном и плагиоклазом. Пироксен в порфировых выделениях образует укороченные идиоморфные призматические зерна и гипидиоморфные зерна нередко весьма причудливых очертаний, обычны стяжения нескольких мелких порфировых выделений. Минерал часто полисинтетически сдвойникован, несет признаки катаклаза. В основной массе пироксен идиоморфный длиннопризматический или гипидиоморфный с "рваными" краями за счет коррозионного воздействия вторичных минералов. Пироксен бесцветен, либо имеет слабую зеленоватую окраску.

По особенностям компонентного состава (108 анализов) пироксены соответствуют авгиту. Химические составы авгитов порфировых выделений и основной массы отличаются незначительно. Средний состав: SiO<sub>2</sub> – 53.51%, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> – 1.66%, Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> – 0.53%, FeO – 6.06%, MnO – 0.27%, MgO – 17.99%, CaO – 20.11%, Na<sub>2</sub>O – 0.21%. Изредка фиксируется примесь TiO<sub>2</sub> до 0.42%.

Наблюдаемый плагиоклаз базальта и дацита вторичный: соответствует альбиту, реже олигоклазу (в базальте). Минерал образует тонкоигольчатые или длиннопризматические зерна различной ориентировки основной массе вулканитов, реже – реликты порфировых выделений. Имеет свежий облик, вторичные продукты замещения отсутствуют. Наблюдаемый химизм плагиоклазов (30 анализов) находится в резком антагонизме с общим (валовым) химическим составом породы. В связи с этим мы предполагаем, что это новообразованный альбит, возможно – продукт спилитизации.

Акцессорные минералы представлены преимущественно хромитом, изредка - сфеном и магнетитом. Хромит является основным акцессорным минералом описываемых пород, представлен зернами различных размеров. Встречается преимущественно в основной массе породы (в этом случае имеет идиоморфные очертания), реже – приурочен к зернам пироксена (образует как идиоморфные, так и ксеноморфные выделения). Мелкие зерна часто несут следы оплавления со стороны основной массы. Минерал обладает крайне невыдержанным химическим составом (47 анализов): наблюдаются сильные вариации, как между различными зернами, так и в пределах одного зерна. При этом закономерностей распределения компонентного состава не обнаруживается. Постоянными примесными компонентами являются Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, MgO, часто присутствуют CaO, MnO, V<sub>2</sub>O<sub>3</sub> и TiO<sub>2</sub>.

Акцессорный магнетит в пироксеновых базальтах весьма редок, образует мелкие ксеноморфные зерна, в значительной степени замещается гидроокислами железа. В даците выявлено значительное количество образований железистого состава разных морфологических типов: 1) скелетные формы кристаллов (при этом внутренняя часть заполнена хлоритом), 2) разноориентированные сетчатые выделения в контуре одного зерна, замещенного хлоритом, и 3) сплошного железистого "войлока" без какого-либо минералогического контроля (при этом железистые выделения обычно сопровождаются хлопьевидными зернами эпидота).

Минералогическую форму выделений железистого состава установить не удалось, поскольку их компонентный состав характеризуется крайним непостоянством. По всей видимости, они представляют собой смесь магнетита, гематита и гидроокислов (гетита, лимонита). Возможное появление – за счет опацитизации пироксенов и разложения вулканического стекла.

Акцессорный сфен (6 анализов) присутствует в базальте в незначительном количестве. Форма выделения зерен сфена и его ассоциация с наложенными низкотемпературными минералами говорят в пользу его вторичного происхождения: образует скорлупообразные выделения вокруг хлорита и ксеноморфные хлопьеобразные выделения в эпидоте.

Присутствие сульфидов (пирита и халькопирита) в пироксеновых базальтах установлено при микрозондовых исследованиях. Оба минерала тесно ассоциируют с вторичными минералами (кальцитом, кварцем, хлоритом, эпидотом), образуя мелкие ксеноморфные выделения.

По геохимическим особенностям вулканиты разделились на две группы. Вулканиты первой группы более распространены. В нее попали базальты первой пачки, базальты ксенолитов в габброидах восточной части Шекурьинского массива, андезиты второй пачки и риолиты верхней пачки. По характеру распределения РЗЭ (рис. 1а) породы слабо фракционированы (La/Yb = 1.5-5.5) при существовании заметной отрицательной Еи аномалии. При этом уровень накопления редкоземельных элементов снижается от базальтов к риолитам. Слелует отметить, что релкоземельная характеристика этой группы вулканитов аналогична таковой для габброидов восточной части Щекурьинского массива и гранитоидов Сертыньинско-Щекурьинского массива. Последние всеми исследователями единодушно отнесены к верхнетагильскому (северорудничному) комплексу [Шмелев, 2005], (Душин, 2009; Батурин, 2009; Кудрин, 2011). В сравнении с хорошо изученными вулканогенными комплексами Среднего Урала описываемые вулканиты сопоставимы с гороблагодатским вулканогенным комплексом [Десятниченко, 2005].

Вторая группа вулканитов по особенностям редкоземельного состава объединяет базальты и дациты третьей пачки. В отличие от вышеописанных данные вулканиты характеризуются субхондритовым спектром РЗЭ с 2–10-кратным обогащением в сравнении с хондритом (рис. 1б). Более того, концентрация тяжелых РЗЭ нередко превышает легкие (La/Yb=0.8–1.7); суммарное содержание РЗЭ коррелирует с содержанием кремнекислоты. Возможно, что появление этой вулканогенной пачки в разрезе связано с более глубинной магмогенерацией нежели при формировании ниже- и вышележащих эффузивов. В этом случае объясняется и появление хромита в акцессорной фазе пород третьей пачки.

Преимущественно эксплозивный характер извержений и мелководные морские условия образования вулканогенно-осадочных толщ, ассоциирующих с карбонатными рифами, свидетельству-



**Рис. 1.** Редкоземельная характеристика вулканитов Щекурьинского разреза. а – вулканиты нижней, второй и верхней пачек; б – вулканиты третьей пачки. Нормирование редкоземельных элементов по ходриту (Evensen N.M., 1978).

1 – базальты; 2 – андезиты; 3 – дациты; 4 – риолиты

ют о формировании вулканитов в пределах барьерной зоны островной дуги, что подтверждается также близостью состава рассматриваемых вулканитов типичным островодужным образованиям.

Следует сказать, что впервые для описываемой площади выполнены геохимические и детальные минералогические исследования породообразующих и акцессорных минералов вулканитов, которые можно использовать при картировании силурийских эффузивных образований на восточном склоне Приполярного Урала.

Работа выполнена при финансовой поддержке Федеральной целевой программы "Научные и педагогические кадры инновационной России" на 2009– 2013 гг. (Госконтракт № П-355).

# СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- 1. Десятниченко Л.И., Фадеичева И.Ф., Смирнов В.Н. и др. Позднеордовикско-силурийские вулканические комплексы Тагильской зоны (восточный склон Среднего Урала): вещественный состав, возраст, уточненная схема расчленения // Литосфера. 2005. № 2. С. 68–96.
- 2. Шмелев В.Р. Магматические комплексы зоны Главного Уральского разлома (приполярный сектор) в свете новых геохимических данных // Литосфера. 2005. № 2. С. 41–59.

## ==\_\_ III. ФАЦИАЛЬНО-ФОРМАЦИОННЫЙ АНАЛИЗ =

# СУБЩЕЛОЧНЫЕ МАФИТ-УЛЬТРАМАФИТОВЫЕ КОМПЛЕКСЫ СЕВЕРО-ВОСТОКА ЦЕНТРАЛЬНОГО КАЗАХСТАНА

#### © 2011 г. Л. И. Магретова, Х. К. Исмаилов, М. С. Гранкин

ТОО "Центргеолсъемка", Караганда, Республика Казахстан, zaocgs@citilink.kz

На Северо-Востоке Центрального Казахстана субщелочные мафит-ультрамафитовые комплексы выявлены в раннем палеозое (поздний кембрий) и раннем мезозое (ранний-средний триас).

Позднекембрийские субщелочные ультрамафиты (олентинский, астаховский, акшийский комплексы) трассируют протяженный четко выраженный Оленты-Итмурунский сутурный шов, по которому тектонически совмещены раннепалеозойские комплексы крупных структурно-формационных зон – Ерейментауской и Бозшакольской. Ерейментауская СФЗ сложена тектонизированными окраинноморскими кремнисто-терригенными (жельтауская свита нижнего кембрия, акдымская серия верхнего кембрия-среднего ордовика) и базальтоидными комплексами (тиесская свита нижнего кембрия, итмурунская свита нижнего ордовика). Бозшакольская СФЗ сформирована разновозрастными островодужными комплексами верхнего кембрия-верхнего ордовика и офиолитовым комплексом нижнего кембрия, залегающим в фундаменте островодужных образований. Массивы расслоенных субщелочных габброидов, перидотитов представляют собой тектонические пластины, не имеют интрузивных контактов, но при этом частично сохраняют элементы первичной расслоенности. Прослеживаются по сутурному шву почти на 250 км, наиболее крупные из них – Олентинский и Астаховский.

Фрагмены Олентинского массива следятся почти на 20км, целиком перекрыты кайнозойскими отложениями мощностью 20-30 м, изучены по скважинам (Магретова, 1999). В сложно построенном тектоническом покрове ассоциируют с базальтоидами тиесской свиты нижнего кембрия, метаморфизованными в фации зеленых сланцев, и гиалобазальтами, пикробазальтами итмурунской свиты нижнего ордовика. Нижняя часть расслоенного комплекса (более 500м мощностью) сложена дунитами, верлитами, амфиболовыми верлитами. Верхняя часть (более 200м мощностью) – флогопит-биотитовыми клинопироксенитами, титаномагнетитовыми клинопироксенитами и габброидами. Разрез верхней зоны представлен частым чередованием слюдистых (биотит-флогопитовых), роговообманковых клинопироксенитов, полосчатых габброидов, редко горнблендитов. Смена пород происходит, как правило, постепенно через промежуточные разности. Мощности отдельных интервалов от первых сантиметров до первых метров. В нижней части зоны появляются серпентинизированные флогопитовые верлиты, лерцолиты, дуниты. Из особенностей минерального состава верхней зоны следует отметить: обилие роговой обманки в габброидах, пироксенитах и даже перидотитах, обилие слюды (биотита, флогопита); ограниченное распространение и редкость ромбических пироксенов, наличие хромитов и хромшпинелидов только в дунитах и перидотитах; повышенные содержания титаномагнетита и апатита в габброидах и пироксенитах, причем в последних иногда образуются концентрации титаномагнетита, близкие к промышленным. Радиологический возраст Олентинского массива определен К-Аг методом [Щебуняев, 1980] по флогопиту из верлита и биотиту и роговой обманке из клинопироксенита и составляет 480-510 млн.лет.

Дуниты, как правило, серпентинизированы, участки со свежим оливином сохраняются крайне редко. Акцессорные минералы представлены хромшпинелидами и новообразованным магнетитом. Дуниты могут содержать пироксены – до 10%, при увеличении их количества породы переходят в перидотиты. Среди перидотитов наиболее распространены верлиты, изредка встречаются лерцолиты, а гарцбургиты отмечаются в единичных случаях. При наличии в перидотитах роговой обманки и флогопита породы относятся к субщелочному типу. Верлиты серпентинизированы частично: на фоне нацело серпентинизированных оливинов четко видны крупные (до 3-4 мм) ксенорморфные выделения клинопироксенов. Акцессории представлены хромшпинелидом и титаномагнетитом. В лерцолитах обычно присутствует неизмененный клинопироксен, а ортопироксен замещается хлоритовыми и серпентиновыми минералами. Пироксениты среднекрупнозернистые, реже мелко-среднезернистые, с панидиоморфнозернистой или гипидиоморфнозернистой структурами, состоящие исключительно из клинопироксена. В виде примеси могут присутствовать слюды (биотит, флогопит), роговая обманка, плагиоклазы – до 10% и более (при этом соответственно переходят в слюдистые пироксениты, роговообманковые и плагиоклазовые). Акцессории представлены обильным титаномагнетитом и апатитом. Титаномагнетит образует ксеноморфные выделения, цементирующие зерна пироксена (сидеронитовая структура), зачастую хорошо видны струк-



**Рис.1.** Схема размещения субщелочных мафитультрамафитовых комплексов северо-востока Центрального Казахстана.

1 – кайнозойские отложения; 2 – юрско-меловые терригенные отложения; 3 – верхнедевонско-каменноугольные карбонатно-терригенные отложения; 4–5 – субщелочные мафит-ультрамафитовые комплексы раннего-среднего триаса (4 – покровы, 5 – дайковые пояса); 6 – позднепермский интрузивный комплекс субщелочных лейкогранитов; 7 – раннепермский интрузивный комплекс монцонитов, сиенитов; 8 – базальты, пикробазальты раннего ордовика; 9 – субщелочные мафит-ультрамафитовые комплексы позднего кембрия; 10 – разломы (а – Оленты-Итмурунский сутурный шов, б – прочие разломы). Разломы: 1 – Олентинский; 2 – Итмурунский.

туры распада; апатит присутствует в виде крупных вкрапленников (размером до 2–3 мм) и гнезд, ассоциирующих обычно с титаномагнетитом. Акцессории слагают иногда до 20–30% объема породы. Текстура пород полосчатая, такситовая, обусловленная различием в составе или зернистости. Габброиды – среднезернистые и мелко-среднезернистые. По составу слагающих минералов отмечаются пироксенплагиоклазовые, роговообманково-пироксен-плагиоклазовые и биотит- роговообманково-пироксенплагиоклазовые, лейкократовые, мезократовые и меланократовые. Акцессории, как и в пироксенитах, представлены апатитом и титаномагнетитом; текстура пород – полосчатая.

В преобладающих пироксенитах четко выделяются два парагенезиса: мантийный – оливин+хромшпинелиды+хромистые клинопироксены+хромистые амфиболы и коровый – малохромистый пироксен+титанистый амфибол+флогопит, биотит+титаномагнетит с ильменитом.

Для оливина (хризолита) характерна устойчивость состава: железистость – 14–16, содержание NiO - 0.22-0.23%, Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> - 0.01%. Состав клинопироксенов меняется от хромистого эндиопсида (Ca41, Mg 9 с 1.10% Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub>) до диопсида и салита. Тренд дифференциации характерен для щелочных составов: устойчивое содержание железистости при уменьшении магнезиальности на начальных этапах дифференциации и резкое увеличение железистости и известковистости, на заключительных этапах. Положение точек хромистого эндиопсида на диаграмме D.H. Lindsley [Lindsley, 1983] позволяет определить температуру кристаллизации клинопироксенов – 1000–1100° Хромшпинелиды по составу соответствуют феррихромгерцениту и магнезиальному хромгерцениту (30-24% Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, 12-19 Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>), близки к хромшпинелидам шошонитовых серий и щелочных базальтов. Для них характерно в ходе кристаллизации увеличение железистости (с 33 до 41%), снижение глиноземистости (с 29 до 23%) и магнезиальности (с 10 до 8%) при довольно устойчивом содержании Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (24-30%) и незначительном увеличении титанистости (0.08–0.16%). Амфиболы по составу соответствуют высокотемпературногму магматическому гастингситу, характерному для щелочных расплавов, причем состав его в ходе кристаллизации меняется от хромсодержащего гастингсита до титанистого гастингсита.

Астаховский массив [Дегтярев и др., 1993; Дегтярев и др., 1996] имеет аналогичный состав: роговообманковые и слюдяныме перидотиты, флогопитовые и титаномагнетитовые клинопироксениты, рогообманковые габбро. Фрагмены субщелочного комплекса слагают крупную пластину овальной формы (4×5км), залегающую в терригеных образваниях верхнего ордовика. Массив перекрыт рыхлыми отложениями мощностью 20-80м, изучен по скважинам. Пироксены Олентинского и Астаховского массивов идентичны по составу и имеют одинаковые тренды дифференциации. Слюды Олентинского массива (флогопит f = 17-20, биотит f = 45) по сравнению с Астаховским массивом (флогопит f = 9, биотит f = 28-43) содержат меньше SiO<sub>2</sub> и MgO, более титанистые и близкие по глиноземистости. Хромшпинелиды астаховского массива, в отличие от хромшпинелидов Олентинского массива, по составу соответствуют алюмомагнезиохромитам, магнезиальным алюмоферрихромитам и феррихромитам с трендом дифференциации, характерным для щелочных ультраосновных пород.

Данные по составу хромшпинелидов и ассоциирующих с ними минералов субщелочных мафитультрамафитовых комплексов свидетельствуют о том, что они образовались из пикробазальтовых расплавов на значительных глубинах при температурах 1000-1100°. Массивы описываемого комплекса представляют собой фрагменты расслоенных тел (типа Скергаардского, Бушвелдского и др.) и фиксируют Оленты-Итмурунскую рифтогенную зону, расположенную в краевой части достаточно крупного сиалического блока. Наличие субщелочного расслоенного комплекса свидетельствует о позднекембрийской деструкции, вслед за которой в раннем ордовике за счет процессов рифтогенеза и спрединга в тыловой части Бозшакольской островной дуги на окраине континента возник бассейн с океанической корой. Раннеордовикские базальтоиды (толеиты, щелочные оливиновые базальты, пикробазальты) по петрохимическим особеннстям (калиевости, магнезиальности и титанистости) близки как траппами и толеитовым базальтам континентальных рифтов, так и океаническим базальтоидам (MORB) (Магретова, 1999). Очевидно, частично, лавы изливались в мелководном бассейне на континентальной коре, т.е. местами могли быть траппами, которые предшествовали формированию спрединговых зон.

К Оленты-Итмурунскому сутурному шву пространственно приурочены раннемезозойские трапповые комплексы – базальтоидные покровы, а также рвущие тела и дайки субщелочного основного и ультраосновного состава, наиболее четко картируемые в наложенных впадинах. В Тениз-Коржункульской впадине, сложенной угленосными карбонатно-терригенными отложениями верхнего девона-карбона, известны лавовые покровы трахибазальтового, трахиандезибазальтового триасового возраста, залегающие резко несогласно на позднекаменоугольных отложениях. Покровы сопровождаются рвущими телами пикродолеритов, долеритов, габброидов, субщелочных перидотитов, содержащих халькопирит-петландит-пирротиновую минерализацию. Новодолинская и Сарыадырская впадины насыщены дайками и малыми телами, прорывающими разновозрастные отложения, включая среднекаменноугольные. Дайки представлены субщелочными габбро, пикродолеритами, габбродолеритами, лампрофирами. По отношению к вмещающим породам дайки залегают, как правило, дискордантно. Мощность даек – первые десятки метров, прослеживаются на 8-10 км. В Сарыадырской впадине дайки группируются в два роя и фиксируют две мощных проницаемых зоны шириной 3-3.5 км.

Субщелочные перидотиты – мелко-среднезернистые оливин-клинопироксен-плагиоклазовые (SiO<sub>2</sub> – 45.08%, MgO – 21.73%, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> – 7.7%) с суммой щелочей – 2.38%, что сближает их по составу с лампроитами. Субщелочные габбро мелко-среднезернистые порфировидные. Порфировидность обусловлена наличием вкрапленников ромбического пироксена размером 2.0-3.0 мм с каймой мелкозернистого авгита. Ромбический пироксен нацело замещен уралитом, иногла отмечаются оливины, полностью замешенные тальком. Основная масса полнокристаллическая средне-мелкозернистая габбро-долеритовая, долеритовая, состоит из плагиоклаза, авгита, титанистого биотита. Плагиоклазы с четким двойниковым строением и ярко выраженной зональностью, размером 1.0-1.4 мм. Для биотита харктерен резкий плеохроизм, красно-коричневые тона; кристаллы (размером до 1 мм) замещаются агрегатом мусковита, хлорита, содержат большое количество акцессорного апатита, магнетита. В небольшом количестве присутствуют кварц и калиевые полевые шпаты. Акцессории представлены обильным апатитом, титаномагнетитом, небольшим количеством пирротина. В среднем состав следующий: 40-45% плагиоклаза, 25-30% пироксенов, 10-15% биотита, по 3-5% кварца, калиевого полевого шпата, акцессорных минералов. Субщелочные долериты имеют долеритовую и пойкилоофитовую структуры, иногда отмечаются разности с плохо раскристаллизованной основной массой, близкой к пилотакситовой. Состав: плагиоклаз (лабрадор) – 55–60%, моноклинный пироксен (диопсидовый авгит) – 30–35%, оливин, замещенный иддингситом, - 0-15%, калиевый полевой шпат – 2–3%, криптогранофировые сростки кварц-калишпатового состава – около 1%, магнетит – 5%, апатит – 1%. По петрохимическим особенностям породы попадают в поля континентальных базальтов, рифтовых зон и континентальных щелочных оливиновых базальтов.

Возраст трапповых образований принимается ранне-среднетриасовым, поскольку породы покровов, и рвущих тел, даек описываемого комплекса по вещественному составу и петрохимии близки к Семейтаускому вулкано-плутоническому комплексу Восточного Казахстана, охарактеризованного флорой раннего-среднего триаса. Кроме того, из дайки слюдистых субщелочных габброидов, прорывающих раннепермские сиениты Торайского массива, расположенного у восточного борта Сарыадырской впадины, выполнено определение абсолютного возраста K-Ar методом по биотиту –  $224 \pm 10$  млн. лет (Магретова и др., 1997). Магматиты траппового комплекса трассируют зоны рассеянного континентального рифтинга и свидетельствуют о широко проявленной раннемезозойской активизации Центрального Казахстана.

В целом субщелочные мафит-ультрамафитовые комплексы Северо-Востока Центрального Казахстана фиксируют крупные тектонические перестройки в позднем кембрии-раннем ордовике и раннем-среднем триасе и являются показателем континнентального рифтогенеза.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Дегтярев К.Е., Иткис С.Е., Кузнецов Н.Б. Строение и особенности состава Астаховского маасива раннепалеозойских субщелочных ультрамафитов (Центральный Казахстаан) // Бюлл. МОИП. Отд.Геол. 1996. Вып.71. С. 3–13.
- Дегтярев К.Е., Рязанцев А.В. Раннепалеозойские расслоенные массивы субщелочных габброидов и их место в структурно-формационной зональности каледонид Кзахстана // Проблемы геологии и металло-

гении Центрального Казахстана. М., 1993. С. 57-64.

- 3. Магретова Л.И., Гридина Н.М. Ранне-среднетриасовый дайковый комплекс северо-востока Центрального Казахстана // Геология Кахазстана. 1997. № 4. С. 68–71.
- Магретова Л.И. Магматизм и минерагения зоны сочленения Ерментауского и Бозшакольского антиклинориев (Северо-восток Центрального Казахстана): Автореф. дис.канд.геол.-мин. наук. Алматы, 1999. 24 с.
- 5. Магретова Л.И. Субщелочные ультрамафиты северо-востока Центрального Казахстана // Геология Кахахстана. 1999 № 1. С. 24–42.
- 6. Щебуняев М.П., Аракелянц М.М., Ляпичева А.А. Первая находка раннепалеозойских щелочных ультрамафитов на северо-востоке Центрального Казахстана // ДАН СССР. Т.254. 1980. № 6. С. 1440–1442.
- 7. Lindsley D.H. Pyroxene thermometry // American miner.alogist.1983. V. 66. P.477–493.

### = III. ФАЦИАЛЬНО-ФОРМАЦИОННЫЙ АНАЛИЗ 🛛 =

# НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ ПОРОД, ОБРАЗУЮЩИХСЯ ПРИ ФОРМИРОВАНИИ ВЕРХНЕКАЙНОЗОЙСКИХ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ПЕПЛОВ, СЕВЕРНОГО СКЛОНА ВОСТОЧНОГО КАВКАЗА НА ТЕРРИТОРИИ ДАГЕСТАНА

#### © 2011 г. В. У. Мацапулин, С. И. Исаков

Институт геологии ДНЦ РАН, г. Махачкала, isakov 156@mail.ru

Северный склон альпийского орогена Восточного Кавказа в пределах развития верхнекайнозойских отложений на территории Дагестана до настоящего времени считался амагматическим. Здесь не было известно вулканических процессов, за исключением незначительных образований вулканических пеплов в южной части территории Республики в бассейнах pp. Гюльгерычай, Рубасчай. [Ренгартен 1927, Голубятников 1940, Керимов, Эфендиев 1977]. Эти проявления относились указанными авторами к перенесенным пеплам с территории Азербайджана и южного склона Большого Кавказа.

В 2006–2010 гг в центральном Дагестане в пределах структуры Дагестанского клина установлены проявления вулканических пеплов, в большинстве своем связанные с тектоническими структурами, разломами (Нарат-Тюбинская система разломов), тектоническими полостями [Мацапулин и др.2007, 2008, 2010, Черкашин и др. 2008]. Эта связь легко устанавливается в полевых условиях, потому что продукты вулканизма расположены в этих полостях. В других случаях, когда эта связь не очевидна, анализ геологических условий, или ассоциация с геологическими процессами обязанными вулканизму, позволяли делать выводы, что вулканические проявления местного характера.

Установленные проявления вулканических процессов не имеет поверхностных надстроек в виде стратовулканов, они незначительны по размерам. Но то, что это проявления местного вулканизма имеет большое значение для территории региона – установление связи тектонических разломов с глубинными геосферами вплоть до мантии. На проявлениях отмечаются процессы ожелезнения, окварцевания, образования пластов нагнетания глин, отмечается наличие самородной серы, тесная ассоциация пеплов с травертином и волокнистым гипсом (селенитом).

На отдельных проявлениях (Бугленские – старый и новый песчаные карьеры, с. Нижнее Казанище) устанавливаются рыхлые белые кварцевые пески в тектонических полостях, в виде прожилков и др., которые мы в полевых условиях принимали за вулканические пеплы. Они имели наложенный эпигенетический характер на вмещающие чокраккараганские слабосцементированные кварцевые песчаники. Но изучение минералогии и химического состава этих пород показало, что они на 98-100% состоят из кремнезема, что не характерно для вулканических пеплов. Исходя из характера вулканических проявлений и сопровождающих их процессов изменения вмещающих пород, мы сразу сделали вывод о том, что эти процессы происходили за счет газо-паро-пепловых флюидов. В слабосцементированной песчаной среде потоки флюидов действовали под большим давлением и высокой температурой при сопровождении взрывных процессов. Они (флюиды) по ослабленным зонам продували, промывая вмещающие песчаники. Слабосцементированный песок попадал в струю этих флюидов, подвергался дроблению, промывки, очистки от глин. Отсюда белизна песков в тектонических полостях и отличие их белым цветом от вмешающих песчаников, наличие повышенного количества мелкой фракции и оскольчатых форм. То, что на проявлениях происходили взрывные процессы свидетельствуют зоны интенсивно трещиноватые без смещения блоков пород, трещины в которых выполнены рыхлым песком белого цвета, напоминающие прожилки жильного кварца (рис. 1). Это отмечено на проявлениях новый Бугленский песчаный карьер и сел. Нижнее Казанище. Такие трещиноватые зоны, заполненные рыхлым песком, могли образоваться только при взрывах. На указанных проявлениях мы настоящих вулканических пеплов не обнаружили, что возможно объясняется недостаточной степенью детальности их изучения. Но то что они обязаны своим происхождением вулканическим процессам не вызывает сомнений.

Образование аналогичных зон, прожилков с белыми кварцевыми песками характерно для всех проявлений вулканических процессов отмеченных в среднемиоценовых (караган-чокрак) слабосцементированных песчаниках. В породах других литологических разностей, при формировании вулканогенных образований, промытые белые пески в тектонических полостях не образуются. Для подтверждения о вулканогенном происхождении отмеченных белых кварцевых песков, рассмотрим геологию вулканогенных образований Нарат-Тюбинского хребта. Здесь проявления обнаружены в долинах водотоков Истисув, Шура-Озень и



Рис. 1. Сел. Буглен, песчаный карьер.

В стенке карьера – тонкоплитчатые песчаники интенсивно трещиноватые, трещины заполнены белым рыхлым кварцевым материалом – песком.

на Буйнакском перевале. В долине первого водотока установлено три проявления вулканических процессов. Первые два представляют собой зоны секущие караганские кварцевые слабосцементированные песчаники. На первом образовании, (более крупном) установлены зоны окремнения, ожелезнения, глинистая зона и зона кварц-пепловых пород (по полевому определению). Кварц-пепловые породы – песчаники, пропитанные кремнистыми растворами, в них видна зернистая структура песчаников боковых пород (рис. 2). Минералогическим анализом в породах установлено вулканическое стекло (до 1%). Под микроскопом видно, что эта мелкозернистая кварцевая порода с отдельными хорошо обработанными округлыми зернами (до 1 мм) кварца. Очевидно, что эта порода образовалась при обработки вмещающих песчаников



Рис. 2. Вертикальная проекция проявления вулканических пеплов в долине р. Истисув.

кремнекислыми растворами. Крупные зерна песчаников попали из вмещающей толщи в потоки газопаро-пепловых флюидов. Это те же породы, кварцевые белые пески, что мы описывали ранее для Бугленских проявлений. Только здесь флюиды содержали, видимо, водную фазу, были более агрессивны и поэтому здесь образовались зоны с твердыми кремнистыми породами. Вторая зонка долины речки Истисув также имеет секущее положение к вмещающим песчаникам и на поверхности выглядит как маломощная (N – до 0.2 м), представленная рыхлым белым кварцевым песком. Третья зона, субсогласна с напластованием толстоплитчатых караганских песчаников. Здесь отмечаются настоящие вулканические пеплы по данным минералогии (наличие вулканического стекла) и силикатных анализов. Все эти три зонки расположены вблизи друг от друга, есть основание считать, что они имеют на глубине единый источник. Главное, что необходимо отметить, здесь белые кварцевые пески ассоциируют с вулканическим пеплом. Точно такая же геологическая картина и на других проявлениях Нарат-Тюбинского хребта. В долине р. Шура-Озень вулканогенные процессы, в основном прошли по зонам напластования толстослоистых чокраккараганских песчаников. По этим полостям отмечаются пеплы, глины, ожелезнение, окварцевание, самородная сера и тонкозернистые силикатные породы. Последние отличаются от кремнистых пород долины р. Истисув, они более "литифицированы", прочные, тонкозернистые, бежевого цвета. Под микроскопом видна тонкозернистая структура, напоминающая кварциты. Но и в ней встречаются хорошо окатанные зерна кварца, вероятно, из вмещающих песчаников, единичные относительно крупные лейсты мусковита, обломочки кварц-серицитовых пород – возможно вынос с глубоких горизонтов (нижняя юра, триас).

Проявление на Буйнакском перевале представлено секущей зоной с белыми, рыхлыми кварцевыми песками и полостями напластования, по которым прошли флюиды, сформировавшие вулканические пеплы, зоны ожелезнения, глины, самородной серой. На примере Нарат-Тюбинских вулканических проявлений мы видим тесную связь образования рыхлых, белых песков в тектонических полостях с образованием пеплов. Подобные процессы имели место и на Бугленских и Нижнее Казанищенском проявлениях. Наличие в кварцевых породах обломков округлых, полуокруглых зерен кварцевых песчаников, лейст мусковита, обломков пород кварц-серицитового состава - напоминают признаки флюидолитов [Петрографический кодекс, 2009, Казак и др., 2008].

Не совсем обычные породы встречены также на Буйнакском проявлении вулканических пеплов. Здесь пласт тефры, достигающий 1.5м мощности, залегает на древнечетвертичной террасе водотока Эрпели-Озень. В подошве пласта установлены карбонатные породы, залегающие на глинистом основании (грунте) в виде своеобразных желваков. Для них характерно то, что нижняя сторона, которой они соприкасаются с подстилающим грунтом, имеет пемзовидную текстуру, а верхняя сторона сглажена. Единичные подобные образования установлены и в самом пласте пеплов. При этом пемзовидной текстуры в них нет. Со всех сторон желвак был гладким. На его поверхности отмечаются пустотелые пузырчатые образования, а внутри была трещина, не выходившая на поверхность, видимо контракционная, возникшая при падении температуры.

Изучение "желваков" под микроскопом показало, что основная масса составляющих его пород пелитоморфный карбонат ~ 50%. Вкрапления представлены плагиоклазом, пироксеном, амфиболом. Отмечаются образования вулканического стекла различной формы. Это округлые, вытянутые неправильной формы обособления. В одних случаях они чистые с каемкой карбоната по периферии, в других - в них отмечается смесь вулканического стекла с карбонатом (кальцитом). Причем кальцит более крупнозернистый (в 2-4 раза) по сравнению с карбонатом основной массы. Определение изотопного состава кислорода и углерода показало их отличие от карбонатов нижнего и верхнего мела, которые могли контаминироваться при образовании и прохождении газо-паро-пепловых флюидов.

Из приведенных наблюдений мы делаем выводы, что эти "желваки" образовались и отложились совместно с пеплами. Порода, их составляющая была расплавлена – вероятно, несиликатная карбонатная магма [Петрографический кодекс, 2009]. А если это так, то пеплы, с которыми ассоциируются "желваки", образовались из местного источника расположенного поблизости от них.

Установление вулканизма (около 30 точек), признаки их местного образования на территории; необычных пород с признаками флюидолитов – белые кварцевые пески в тектонических трещинах, следы несиликатных (карбонатных) магм; наличие зон брекчирования в нижнемеловых карбонатах, установление минерализованного (карбонатного) поля в верхнемеловых известняках все это свидетельствует об эндогенной активности рассматриваемой территории, наличие нетрадиционных (для региона) геологических процессов с которыми могут быть связаны полезные ископаемые.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- 1. Голубятников В.Д. Геология и полезные ископаемые терригенных отложений Дагестана. Л., Госгеолиздат., 1940, 202с.
- 2. Казак А.П., Капылова Н.Н., Толмачева Е.В., Якобсон К.Э. Флюидно-эксплозивные образования в осадочных комплексах. Санкт-Петербург, 2008, 41с.
- 3. Керимов Г.К., Эфендиев И.Э. О следах четвертичного вулканизма на территории Дагестана // ДАН СССР, 1977, Т. 233, № 2, С. 352–354.
- 4. Мацапулин В.У., Юсупов А.Р. Вулканические пеплы в Дагестане – экологические предвестники в области геодинамики, геоморфологии и поиска полезных ископаемых // Юг России, экология, развитие, Махачкала, 2007, № 2, С. 98–104.
- Мацапулин В.У., Исаков С.И., Юсупов А.Р. Нарат-Тюбинское проявление вулканических пеплов // Сб. научных трудов, Институт геологии ДНЦ РАН, Махачкала, 2010, Вып.56, С. 46–49.
- Мацапулин В.У., Юсупов А.Р., Тулышева Е.В., Исаков С.И. Гидротермальные процессы, сопутствующие образованием верхнекайнозойских пеплов Дагестанского обрамления Восточного Кавказа // Сб. научных трудов, Институт геологии ДНЦ РАН, Махачкала, 2010, Вып.56, С.192–196.
- 7. Мацапулин В.У., Юсупов А.Р., Черкашин В.И. Позднекайнозойский вулканизм северной окраины орогена Восточного Кавказа (Дагестан) // Вестник Дагестанского научного центра РАН, Махачкала 2008, № 32, С. 12–20.
- 8. **Петрографический кодекс России**. Санкт-Петербург, ВСЕГЕИ, 2009, 198 с.
- Ренгартен В.П. Очерк месторождений полезных ископаемых и минеральных источников Южного Дагестана // Изв. Геологического комитета, 1927, XLVI, 152 с.
- Черкашин В.И., Мацапулин В.У., Юсупов А.Р. Минералогия тяжелой фракции вулканических пеплов Дагестана // Материалы международной конференции, посвящённой 90-летию Воронежского государственно университета, Воронеж, 2008. С. 152–153

## III. ФАЦИАЛЬНО-ФОРМАЦИОННЫЙ АНАЛИЗ 🛛 =

# ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ И ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ КАЛЕДОНСКИХ ВУЛКАНИТОВ ПРИПОЛЯРНОГО УРАЛА

#### © 2011 г. Л. Н. Мочалкина, Ч. В. Хонинов

Югорский государственный университет, mochalkina@mail.ru

Приполярный Урал неизменно привлекает внимание геологов как менее изученный объект Уральского региона. Настоящая работа посвящена изучению каледонских вулканогенных образований на восточном склоне Приполярного Урала. Непосредственно район исследований находится в 40 км к западу от с. Саранпауль, пересекая долины рек Щекурья, Ватла, Сертынья и Большая Люлья в их среднем течении в меридиональном направлении. Западную половину участка занимают преимущественно силурийские интрузивы габбро-диоритов и плагиогранитов, а восточную – вулканогенноосадочные образования силура и девона.

В разные годы исследованием вулканических толщ района занимались Мезенцев М.П., Цымбалюк А.В. (1975), М.М. Павлов (1990) и др., в результате достаточно полно были освещены вопросы геологии и петрографии вулканитов, сформирован представительный банк петрохимической информации, которая, однако, до последнего времени не подвергалась статистической обработке.

В настоящей работе приведены результаты петрохимического и геохимического изучения каледонских вулканитов района исследований (табл. 1, 2).

Каледонские (силурийские) вулканогенно-осадочные толщи в районе исследований преимущественно представлены вулканогенными фациями с подчиненной ролью осадочных пород, они картируются восточнее интрузивных массивов. Мезенцевым М.П.и Цымбалюком А.В. в пределах силурийской толщи выделялись турватская  $(S_{1-2}tr)$  и низы люльинской  $(S_2-D_1l)$  свит, Душиным В.А. эти отложения рассматриваются в ранге шемурской  $(O_3-S_1sm)$ , имменовской  $(S_{1-2}im)$  и сосьвинской  $(S_2-D_1ss)$  свит, Павловым М.М. – объединены в соимшорскую толщу  $(S_2s)$ .

Силурийские вулканиты с запада срезаются породами Сертыньинско-Щекурьинского гранитоидного массива с образованием на контактах зон дробления и брекчирования. Верхняя граница силурийских образований проводится по подошве пачки подушечных лав, имеющих раннедевонский возраст.

Снизу вверх по разрезу и с запада на восток в составе соимшорской толщи выделяется три пачки, имеющие субмеридиональное простирание: западная – базитовая, центральная – туффито-спилитовая и восточная андезито-дацитовая. Петрохимическая типизация вулканитов проводилась с учетом их нормативного состава, рассчитанного по методу CIPW. Дальнейшая дискриминация вулканитов включает следующие операции:в первую очередь из выборки исключаются нефелиннормативные (щелочные) разности; затем удаляются оливин-нормативные дериваты, т.е. обособляется серия оливиновых толеитов; кварц-нормативные разности на диаграмме AFM разделяются на толеитовые и известково-щелочные; дальнейшее определение видов в пределах серий проводится согласно общепринятым методикам [Мочалкина Л.Н., 1990]

В результате петрохимической обработки в силурийских вулканитах установлены дериваты щелочной, толеитовой (оливин- и кварц-нормативной) и известково-щелочной серий (табл. 1).

В составе толеитов фиксируются афировые миндаликаменные, порфировые и долеритовые разности, сложенные плагиоклазами, клинопироксенами, рудными минералами и разложившимся стеклом.

Известково-щелочные разности характеризуются более кислым составом по сравнению с другими вулканитами соимшорской толщи. Как правило, для них характерна порфировая структура. В наиболее кислых разностях количество вкрапленников достигает 50% объема породы, в составе последних фиксируются преимущественно кварц и плагиоклаз на фоне кварц-полевошпатовой основной массы. В акцессорных количествах в составе основной массы присутствуют микролиты рудного компонента. Интересно отметить, что минералом наиболее ранней генерации здесь является кварц, который образует относительно крупные (до 1 мм в поперечнике) фенокристы оплавленные и часто резорбированные.

Если допустить, что количественные отношения тех или иных вулканитов в выборке более или менее соответствуют таковым в природных ассоциациях, тогда количество известково-щелочных разностей превышает количество прочих более чем в два раза, что в сою очередь свидетельствует о главенствующей роли режимов сжатия в пределах этого сегмента земной коры в силуре.

Геохимические характеристики силурийских вулканитов даны для небольшой выборки (табл. 2, рис. 1). РЗЭ вулканитов толщи были нормированы по хондриту [Sun S.S., McDonough W.F., 1989]. Спектры оливин-толеитовых базальтов по уровню

5 – железистый ц серия IIII IIII H ИШИ ШИ AAP-- $1.0 \\ 1.2 \\ 1.2$ 0.8 0.7 0.41.8 1.3 1.0 ap – шелочной базальт, 2 – щелочной оливиновый базальт, 3–5: толеитовые разности: 3 – оливиновый базальт, 4 – базальт, 11.4 10.3 11.4 7.0 6.5 4.9 8.4 9.1 4 Ē 5 4.26 3.102.9 4.7 3.2 4.9 9.4 = 20.6 5.6 ne 0 00 0000 C Нормативный состав q(ol) 10.80 3.70 3.10 2.402.40 4.90 (3.2) (1.0)12 13.6 12.4 10.1 5.9 4.8 3.3 2.9 xdo 7.1 0 <u></u> 5.50 0.00 1.000.00 1.50 0.00 J 0 19.2 14.0 11.8 14.3 cpx 0.9 5.8 0 0 C 13.4 18.6 21.6 19.8 21.6 10.3 22.3 15.2 9.0 8.7 an 44.6 32.0 41.6 52.1 34.1 31.3 36.9 6 ab 63. <u>∞</u> 32. 57 5.0 7.2 5.5 11.5 16.7 11.4 4.6 6.1 8.5 7.8 or  $Na_{2}O + K_{2}O$ Габлица 1. Петрохимическая характеристика вулканитов соимшорской толщи 5.69 7.17 8.90 8.16 5.05 5.30 5.29 4.64 6.30 8.08 8.08 P,O, 0.330.83 0.55  $1.26 \\ 0.72$  $0.6 \\ 0.42$ 0.30 0.290.20 0.40 K,0 1.93 0.83 1.24 0.941.94 2.81 0.77 1.45 1.01 3 Na,0 3.69 4.36 4.49 4.47 4.05 5.27 3.79 6.16 7.45 6.85 4.92 12.69 3.47 CaO 9.61 8.42 9.16 6.58 2.99 4.99 6.17 3.07 2.12 Компоненты MgO 4.15 4.05 4.09 3.34 4.09 4.55 3.52 1.8610 0.91 4 2 MnO 0.200.23 0.160.23 0.22 0.16 0.13 0.15 0.15 0.11 0.11 5.69 6.43 5.50 5.20 3.62 4.12 4.37 1.80FeO 4.77 2.43 67 4 Fe,O,  $\begin{array}{c} 6.26\\ 4.85\\ 7.83\\ 7.10\\ 4.44\\ 3.42\\ 5.81\\ 3.65\\ 3.65\end{array}$ 92 .81 4 NN 17.16 14.35 14.19 15.47 21.93 Al,0, 15.0915.8784 88 88 65 39 S. 16. 17. TiO, I.15 1.12 1.671.041.001.37 1.48 1.17 0.81 0.63 60.18 49.73 63.38 46.59 49.61 48.41 53.01 52.33 55.67 67 .68 SiO, 52 45. 61 Å  $\begin{array}{c} 2\ \omega\ 4\ \delta\ 6\ \gamma\ 8\ 0 \end{array}$ 1

10 – андезит, 11 – дацит. Здесь и далее: петрохимические серии: Щ – щелочная, ОТ – оливин-толеитовая, Т – толеитовая, ИЩ – известково-щелочная; нормативные минералы: при составлении петрохимических таблиц использованы материалы: Боч, 1948; Костюк, 1967; Негурица, 1970; Мезенцев, 1964; Цымбалюк, 1975; Стороженко, 1960; Павлов, 1990; Кошевой, 2002 и др. ндезибазальт, 6 – железистый андезит; 7–11 – известково-щелочной дериваты: 7 – известково-щелочной базальт, 8 – андезибазальт, 9 – ортопироксеновый андезибазальт, – оливин, пе – нефелин, il – ильменит, mt – магнетит, ар – апатит; ог – ортоклаз, ab – альбит, an – анортит, срх – клинопироксен, с – корунд, орх – ортопироксен, q – кварц, ol Примечание. 1–2 – щелочные разности:1

Химический состав каледонских	вулканитов
Приполярного Урала	

№ п/п	1	2	3	4	5	6	7
Проба	1.12/2	2.9	1.6	2.7/2	k-7	3.2	3.14
SiO <sub>2</sub>	50.65	51.07	54.15	54.66	62.97	73.41	77.77
TiO <sub>2</sub>	0.2	1.69	1.16	1.83	0.51	0.32	0.26
$Al_2O_3$	11.75	14.14	14.87	12.6	16.32	12.51	10.25
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> + FeO	9.23	15.07	9.89	15.94	6.41	3.31	2.2
MnO	0.23	0.15	0.15	0.1	0.11	0.05	0.03
MgO	11.05	5.42	3.98	2.72	2.55	0.69	0.59
CaO	7.73	5.38	7.11	4.52	2.61	1.06	1.56
$Na_2O$	4.07	2.06	3.69	3.75	5.81	6.33	4.89
$K_2O$	0.07	1.39	0.94	0.78	0.65	0.45	0.77
$P_2O_5$	0.03	0.16	0.3	0.25	0.12	0.08	0.05
BaO	0	0.02	0.03	0.02	0.01	0.01	0.01
П.П.П.	3.95	4.03	2.5	3.38	1.7	1.58	1.3
Сумма	98.95	100.57	98.76	100.54	99.78	99.80	99.69
La	1.71	4.67	16.18	7.65	3.81	3.68	4.44
Ce	2.64	13.54	39.45	20.4	10.46	9.46	12.7
Pr	0.57	2.44	6.6	3.58	1.66	1.67	1.79
Nd	2.79	12.01	28.56	17.36	8.4	7.45	8.12
Sm	0.87	4.07	6.49	5.29	2.3	2.12	2.28
Eu	0.37	1.18	1.57	1.62	0.76	0.65	0.49
Gd	1.17	6.26	6.61	7.8	3.3	3.04	2.25
Tb	0.21	1.1	0.96	1.3	0.47	0.47	0.4
Dy	1.29	6.68	5.04	8.48	3.39	2.95	2.57
Ho	0.29	1.56	0.97	1.75	0.8	0.67	0.56
Er	0.9	4.43	2.99	5.15	2.1	2.17	1.83
Tm	0.15	0.71	0.48	0.81	0.36	0.34	0.3
Yb	1.01	4.1	2.94	5.2	2.27	2.3	2
Lu	0.15	0.66	0.41	0.75	0.34	0.32	0.29

Примечание. 1–7 – вулканиты соимшорской толщи: 1 – оливин-толеитовые базальты, 2–4 – толеитовые базальты, 5 – известково-щелочные андезиты, 6–7 – известковощелочные риолиты. Аналитические исследования проведены в Институте геологии и минералогии СО РАН (г. Новосибирск) на приборах ARα9900XP (петрогенные компоненты) и Finnigan Element I (остальыне компоненты)

содержания РЗЭ наиболее близки к примитивной мантии. Аналогичные спектры собственно толеитовых базальтов сопоставимы с таковыми для базальтов задуговых бассейнов.

Спектры пород известково-щелочной серии на спайдер-диаграмме занимают промежуточное положение между спектрами оливин-нормативных толеитов и собственно толеитов.

Формирование соимшорской толщи началось с образования щелочных и наиболее основных разностей, близких по составу РЗЭ к примитивной мантии. Центральная часть толщи сложена преимущественно кварц – нормативными толеитами, которые по составу РЗЭ сопоставимы с базальтами задуговых бассейнов. Для верхних слоев соимшорской толщи наиболее характерны умеренно кислые известково-щелочные порфировые вулканиты, ко-

ВУЛКАНИЗМ И ГЕОДИНАМИКА, Екатеринбург, ИГГ УрО РАН, 2011



#### Рис. 1. Спайдер-диаграммы для вулканитов соимшорской толщи

а.1 – оливиновые толеиты; 2 – толеиты; 3 – известково-щелочные вулканиты; цыфры около спектров соответствуют порядковым номерам в табл. 2.

б. Е-МОRВ – обогащенные базальты срединно-океанических хребтов; ВАВ – базальты задуговых бассейнов; РМ – примитивная мантия. Состав хондрита по [Sun S.S., McDonough W.F., 1989]

торые характеризуются относительно "бедными" спектрами РЗЭ.

Разобщенность спектров РЗЭ для оливинтолеитовых, толеитовых и известково-щелочных вулканитов, возможно, является следствием существования разобщенных очагов разного типа.

Работа выполнена при поддержке Федеральной целевой программы "Научные и педагогические кадры инновационной России" на 2009–2013 гг.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- 1. **Мочалкина Л.Н.** Петрохимическая типизация среднепалеозойских вулканитов Рудного Алтая и ее прикладное значение: Автореферат. Дисс. ... канд. геол.-минер. наук. Алма-Ата: 1990г. 18 с
- Sun S.S., McDonough W.F. Chemical and isotope systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // Magmatism in ocean basins. Geol. Soc. Special Publ.1989. Vol. 42. P. 313–345.

#### III. ФАЦИАЛЬНО-ФОРМАЦИОННЫЙ АНАЛИЗ

# ЛИТОХИМИЧЕСКАЯ ДИАГНОСТИКА ВУЛКАНОГЕННОЙ ПРИМЕСИ В НИЖНЕПАЛЕОЗОЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЯХ ХР. ЕНГАНЭ-ПЭ (ПОЛЯРНЫЙ УРАЛ)

## © 2011 г. Н. Ю. Никулова

Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар, nikulova@geo.komisc.ru

На южном окончании хр. Енганэ-пэ в правом борту руч. Изъя-Вож расположен уникальный разрез, вскрывающий зону межформационного контакта уралид и доуралид (рис. 1).

Контакт енганэпейской свиты (V2-C1 en) и манитанырдской серии (Є<sub>3</sub>-О<sub>1</sub> mn) выражен стратиграфическим, угловым и азимутальным несогласиями, а в породах основания манитанырдской серии расположено согласно залегающее тело ультракалиевых миндалекаменных базальтоидов (рис. 2). В. А. Душин определил их как эпилейцитовые тефриты [Душин, 1986], а Я. Э. Юдович считает, что базальтоиды по составу сходны с алмазоносными лампроитами [Юдович и др., 1988].%).

Мощность тела уменьшается с 3.0 м в нижней по течению части обнажения, до 0.5 м в верхней его части (рис. 2). Контакт с перекрывающими песчано-алевритовыми породами волнистый, местами нечеткий. Над поверхностью контакта, в пачке переслаивания песчаников и алевролитов, обнаружены «обломки» базальтов, в том числе валунов размером до 20 см. Мощность зоны, содержащей такие обломки около 0.5 м. Верхняя часть разреза

сложена монотонной толщей розовато-серых кваршитопесчаников.

В процессе литохимической обработки с использованием так называемого "Стандарта ЮК" [Юдович, Кетрис, 2000] 45 силикатных анализов пород зоны межформационного контакта, рассчитаны литохимические модули, построена модульная ди-



Рис.1. Схема расположения разреза

В





229



**Рис. 3.** Модульная диаграмма для пород зоны межформационного контакта. Условные обозначения см. на рис. 2.

аграмма (рис. 3.) и сделан нормативный пересчет минерального состава. На модульной диаграмме видно, что изученная совокупность проб распадается на шесть кластеров и восемь индивидуальных составов, не поддающихся усреднению в кластерах (рис. 3). При этом кластеры I - III, в которые вошли песчаники и алевролиты манитанырдской серии, образуют полосу тренда. В кластер IV попали алевролиты и агриллиты енганэпейской свиты, а в кластеры V и VI – базальтоиды.

Алевролиты и аргиллиты енганэпейской свиты (кластер *IV*), характеризуются повышенной слюдистостью, незначительным содержанием полевых шпатов и присутствием кислого плагиоклаза.

Породы нормальной щелочности, в составе которых доминирует кварц (кластер *I* и обр. 1) – это конгломераты основания и песчаники верхней части разреза манитанырдской серии.

Базальтоиды кластеров V и VI различаются по количеству присутствующего в них карбоната, что, по-видимому, обусловлено объемом содержащихся в породе миндалин, однако сходны по значительному содержанию щелочей (Na<sub>2</sub>O + K<sub>2</sub>O > 8.0).

Песчаники кластера II, характеризуются полимиктовым составом и присутствием большего, чем в песчаниках кластера I, количества мусковита (~23 против 7.2%), хлорита (6.8 против 3.4%) и гематита (3.7 против 1.9%). В кластер III вошли алевролиты с прослоями мелкозернистого песчаника, состоящие (%) из кварца (~38), калиевого полевого шпата (~22), мусковита (16), хлорита (~11), гематита (~6), кислого (№ 26) плагиоклаза (~2), лейкоксена (1.3) и карбоната (1.0). Мелкозернистые песчаники и алевролиты кластеров II и III характеризуются повышенной щелочностью, а особенностью базальтоидов, залегающих в толще этих пород, является именно ультракалиевый состав [Душин, 1986; Юдович и др., 2002, Никулова и др., 2010].

Таким образом, в тех случаях, когда туфогенный материал визуально не выявлен, на его присутствие указывает повышенная щелочность терригенных пород. Литохимическая диагностика вулканогенной примеси в данном случае имеет значение в связи с тем, что в базальтоидах установлено присутствие благороднометалльной минерализации [Варламов и др., 2010].

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Варламов Д.А., Онищенко С.А., Соболева А.А. Благороднометалльная минерализация в ультракалиевых вулканитах основного состава поднятия Енгане-пэ (Полярный Урал) / Геоматериалы для высоких технологий, алмазы, благородные металлы, самоцветы Тимано-Североуральского региона: Матлы Всерос. минералогического семинара Сыктывкар: Геопринт, 2010. С. 121–124.
- Душин В.А. // Советская геология, 1986, № 4. С. 99– 110.
- Никулова Н.Ю, Юдович Я.Э., Швецова И.В. Межформационный контакт уралид-доуралид на хр. Енганэ-Пэ (Полярный Урал) // ДАН, 2010. Т. 433, № 4. С. 519–523.
- Юдович Я.Э., Махлаев Л.В., Кетрис М.П. // Геохимия древних толщ Севера Урала / Отв. ред. академик Н.П. Юшкин. Сыктывкар: Геопринт, 2002. С. 158–161.
- 5. **Юдович Я. Э. Кетрис М. П.** Основы литохимии. СПб.: Наука, 2000. 479 с.

#### === III. ФАЦИАЛЬНО-ФОРМАЦИОННЫЙ АНАЛИЗ 🛛 =

# ТИПЫ БАЗАЛЬТОИДНЫХ ДАЕК ШАВАЗ-ДУКЕНТСКОГО ГРАБЕНА (СРЕДИННЫЙ ТЯНЬ-ШАНЬ)

#### © 2011 г. Я. М. Рафиков

Институт геологии и геофизики им. Х.М. Абдуллаева АНРУз, Ташкент, rafikov yalkin@mail.ru

Рассматриваемые типы базальтоидных даек находятся в северо-восточной части Шаваз-Дукентского грабена, где были выделены автором впервые в процессе геологической съемки в масштабе 1:10000.

Описываемый грабен в основном сложен различными фациями вулканитов акчинской ( $C_2^2$ ) и надакской ( $C_{2-3}$ ) свит, которые детально рассмотрены в работах В.А. Арапова, [1983], Я.М. Рафикова [1989], где выделены две зоны глубинных разломов: субширотная Ахангаранская и меридиональная Дукент-Гошсайская. С первой из них связано формирование Шаваз-Дукентского грабена, а со второй дальнейшее его усложнение, вследствие наложения Карабауской мульды экструзивных куполов.

В первом этапе происходило формирование вулканитов акчинского комплекса, фрагменты которых вскрываются в эрозионных окнах западной части (Западный и Восточный Акчасай) и частично надакского комплекса до меридиональной Карабау-Гушсайской зоны.

Нами в пределах Шаваз-Дукуентского грабена выделены следующие типы базальтов – мегаплагиофировые, высокоглиноземистые, трахибазальты, андезито-базальты, оливиновые долериты.

Первый из них распространен только среди вулканитов акчинской свиты – это мегаплагиофировые базальты. Они представлены небольшими дайкообразными телами и были обнаружены в среднем течении р. Восточный Акчасай Мегаплагиофировые базальты – специфические породы и плохо изучены.

Описываемые породы слагают силлообразные тела, ориентированные в северо-восточном направлении протяженностью 60-90 м, небольшой мощности (7-10 м). Контакты тел с вмещающими вулканитами акчинской свиты субсогласные, но повсеместно четко интрузивные. Вероятно, эти субвулканические тела были выводными каналами к центрам извержения, которые в настоящее время размыты. Относительный возраст мегаплагиофировых базальтов следующий: они прорывают вулканиты акчинской свиты, а их обломки находятся в Кызылалмасайской и Орайлыксайской жерловинах [Рафиков, 1989] надакского комплекса ( $C_{3}^{-1}$ ), отсюда следует, что они являются донадакскими, т.е. акчинскими. Текстура мегаплагиофировых базальтов резкопорфировая. Вкрапленники состоят практически из нескольких генераций плагиоклаза (25-40%), реже из реликтов разложенного амфибола (0.5-1.5%), биотита (0.5-1%) и пироксена (0.5%). Плагиоклаз, в большинстве случаев, является единственным вкрапленником с кристаллами таблитчатой формы (1-3 см), часто образующий гломеропорфировые срастания. Выделяется несколько генераций плагиоклаза. Первая – представлена битовнитом (Ап<sub>70-75</sub>), как правило, оплавленными зернами размером 1-1.5 до 2 см. Вторая - кристаллами лабрадора (An<sub>55-60</sub>), редко оплавлеными. Третья - сложена кристаллами андезина (An<sub>38-48</sub>), размеры которых колеблются от 0.5 – до 1.5 см, преимущественно 0.5 см. Микролиты представлены андезином (Ап<sub>34-45</sub>). Пироксен (авгит), образует изометричные зерна размером 0.5-2 мм. Основная масса интерсертальная с небольшим количеством стекла. Микролиты представлены плагиоклазом и магнетитом, слагающими наряду со стеклом интерстиции между плагиоклазом и пироксеном. Из акцессорных минералов присутствуют магнетит, пирит, циркон, ортит, сфалерит, барит и др.

Второй тип – высокоглиноземистые базальты надакского комплекса также относятся к известковощелочному ряду, имеют локальное распространение в верховьях Наусалысая и на правом борту Гошсая. Они относятся к эффузивной и жерловой фациям. Породы эффузивной фации распространены на левом борту Наусалысая. Базальты залегают среди туфов андезитового состава, мощностью до 30 м, по простиранию через задерновки до 60 м. Породы резко порфировые, а основная масса интерсертальная, микролитовая. Сумма вкрапленников составляет до 40-45%. Они представлены плагиоклазом, пироксеном, магнетитом, где плагиоклаз составляет от суммы вкрапленников до 80%. Текстура пород массивная, редко миндалекаменная. Миндалины выполнены кальцитом, хлоритом, баритом. Плагиоклаз образует несколько генераций. Первая (2-3 мм), по составу отвечает лабрадору (An<sub>65-68</sub>) и содержит включения магнетита. Вторая – более распространенная генерация образует хорошо ограненные зональные кристаллы размером 1-2 мм. Состав их меняется от An<sub>62-65</sub> до Ап<sub>58-60.</sub> Третья генерация – микролиты плагиоклаза в основной массе (An<sub>52-56</sub>). Пироксен (авгит) образует короткопризматические зерна размером 0.2-1 мм. Иногда в нем встречаются включения магнетита более ранней генерации. Порядок кристаллизации:  $Mt - Pl_1 - Pl_2 - Px$ , основная масса Pl - Px - Mt. Вулканиты жерловой фации петрографически аналогичны выше описанным вулканитам.

Третий субщелочной тип базльтов (трахибазальты). Они имеют площадное распространение, представлены эффузивной фацией по правому борту Гошсая, мощность тела 30–200 м, простирание до 1500 м. Трахибазальты согласно залегают на туфах трахиандезитов, автоматических брекчиях, а также агломератовых туфах андезито-дацитов. Породы порфировой структуры, массивной текстуры, с вкрапленниками плагиоклаза, пироксена и других темноцветных минералов. Структурно-текстурные их особенности однообразны на всем протяжении. В нижних частях разреза встречаются обломки пород округлой формы размером 3-5 см (андезиты, лейкогаббро, сланцы, гранодиориты и др.). В районе левого борта Карабау (Актерексая) наблюдаются силлообразные, дугообразные тела трахибазальтов, которые прорывают осадочную флористическую пачку надакского комплекса, а также Алтындыкскую экструзию. Мощность тел 8-10 м, редко достигают 100 м. Они имеют северо-восточное простирание 1100 м.

Трахибазальты представляют собой высокопорфировые породы с суммой вкрапленников 35–40%, которые представлены плагиоклазом, моноклинным пироксеном, оливином. Плагиоклаз составляет от 12 до 14% от всего объема пород. Выделяются три генерации: первая сложена кристаллами таблитчатой формы, размером 2-3 мм, отвечает лабрадору  $An_{68-72}$ , реже битовниту ( $An_{80-82}$ ). Вторая генерация образует удлиненные кристаллы размером 0.3–1 мм и соответствует лабрадору ( $An_{56-62}$ ). Плагиоклаз редко альбитизирован, слабо серицитизирован, особенно из Алдындыкской экструзии. Пироксен (авгит) – короткопризматической формы, размером 2-3 мм до 4 мм. Оливин встречается редко (0.1-1%). Представлен сильно разложенными зернами размером 0.2-0.5 мм с петельчатой структурой. Роговая обманка (>1%) таблитчатой формы (1–2 мм). Кристаллы её опацитизированы. Основная масса сложена микролитами плагиоклаза, в промежутках между которыми расположены нацело изменённые зерна пироксена и плагиоклаза, а также калинатрового полевого шпата. Порядок кристаллизации следующий: I) Ol-Pl-Px-Mt; II) Pl-Px-Amf; III) Pl-Px-Amf-Bi-KIIII-Mt.

Четвертый тип – андезито-базальты имеют довольно широкое распространение. Это небольшие тела, расположенные в районе левого борта Наусалысая, Гошсая, на правом борту р. Карабау, а также в теле Алдындыкской экструзии. Вдоль бортов Наусалысая, Гошсая, Карабау адезибазальты образуют системы маломощных субвулканических тел, прорывают породы надакской свиты. Простирание тел андезито-базальтов северо-восточное (60– 80 м), мощность до 60 м. Наиболее крупное силлообразное тело андезито-базальтов прорывает пачку терригенных пород надакского комплекса и обрамляет Алтындыкскую экструзию. Мощность его около 60–80 м, простирается на 1500 м.

Структура пород порфировая, а основной массы микролитовая. Вкрапленники составляют 30–35% от общего объема пород. Они представлены плагиоклазом (14–20%), пироксеном (3.2–4.1%), биотитом (>1%). Плагиоклаз встречается в виде таблитчатых форм размером 0.1–2 мм, по составу отвечает лабрадору (An<sub>64-68</sub>), в микролитах (An<sub>58-62</sub>). Пироксен представлен авгитом короткопризматической формы размером зерен 0.2–1 мм. Биотит образует единичные оплавленные чешуйки. Порядок кристаллизации  $Mt-Pl_1-Pl_2-Px-Bi$ .

Пятый тип – дайки оливиновых долеритов. Они развиты только в зоне меридионального Дукент-Гошсайского глубинного разлома. Рассматриваемые дайки оливиновых долеритов прорывают вулканиты надакского комплекса ( $C_3^1$ ). Возраст их по аналогии с такими же дайками в Актепинском массиве, по данным В.Н. Волкова, U-**Rb методом по двум про**бам циркона определен как 280 ± 6 млн. лет.

Дайки оливиновых долеритов, как отмечалось выше, приурочены к меридиональной Гошсай-Дукентской зоне глубинного разлома и имеют широтное простирание с падением на северо-восток, реже, в обратную сторону под углом 80–90°, простираются на 20–30 м. мощностью 5–8 м. Это небольшие дайкообразные тела черного цвета, расположенные по левому и правому бортам р. Карабау.

Структура пород долеритовая (сумма вкрапленников не превышает 10-12% от всего объема пород), текстура массивная, миндалекаменная. Миндалины выполнены кальцитом, хлоритом, кварцем. Вкрапленники представлены плагиоклазом, оливином, пироксеном, магнетитом. Плагиоклаз образует кристаллы двух генераций. Первая представлена кристаллами прямоугольной формы размером 0.5-2.5 мм, по составу отвечает лабрадору (An<sub>64-70</sub>). Поздняя генерация - это микролиты в основной массе по составу отвечают андезину (Ап<sub>46-54</sub>). Оливин встречается редко, до 2%, представлен разложенными зернами размером 0.2-0.5 мм, обладает петельчатой структурой. Пироксен (авгит) образует кристаллы размером 0.5-1 мм. Магнетит находится только в основной массе в виде пылевидных выделений. Порядок кристаллизации следующий: Ol-Pl-Px-Mt.

Подводя краткий итог петрографическому анализу базальтоидам Шаваз-Дукентского грабена, можно отметить, что они в целом относятся к лейкократовым базальтам, кроме оливиновых долеритов. Для первых четырех разновидностей характерна ранняя кристаллизация магнетита, что свидетельствует о значительном содержании летучих компонентов, в частности, воды, что указывает на многостадийность кристаллизации вкрапленников (оплавленные зерна плагиоклаза), наличие гидроксилсодержащих минералов Amf, Bi, ксенокристаллов кварца, ксенолитов вмещающих пород, которые приведены выше. Оливиновые базальты изначально были беднее летучими компонентами, и лишь в конце процесса обогащались ими, что привело к выделению магнетита в основной массе.

Химический состав базальтоидов северовосточной части Шаваз-Дукентсого грабена охарактеризован анализами автора. При изучении химизма базальтоидов мы использовали диаграмму щелочности, в первую очередь К<sub>2</sub>О при фиксированном содержании SiO<sub>2</sub>, K<sub>2</sub>O-SiO<sub>2</sub> [Le Maitre R.W., 1989]. По содержанию калия все рассматриваемые базальты относятся к высококалиевой серии, кроме оливиновых базальтов, относящихся к породам натриевой серии, т.е. по типу щелочности высокоглиноземистые базальты, трахибазальты и андезитобазальты относятся к натрий-калиевому ряду, оливиновые долериты только к натриевому типу. Высокоглиноземистые базальты характеризуются повышенной глиноземистостью (до 18.5% Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>), щелочностью, железистостью (ΣFe от 7 до 10%), фосфатностью (от 0.3 до 0.6%), пониженной титанистостью и магнезиальностью. Трахибазальты содержат повышенные содержания  $\Sigma Fe$  (от 8–10%), щелочности и фосфатности, пониженные известковистость и магензиальность. Андезито-базальты характеризуются несколько повышенным содержанием щелочности, железистости (ΣFe от 5 до 10%) и пониженным содержанием магнезиальности и известковистости. Оливиновые базальты имеют главную отличительную черту - повышенную железистость ( $\Sigma$ =15.5%), характерную для толеитов (Феннеровский тренд дифференциации), несколько повышенное содержание щелочности (натриевый тип), титанистости, фосфатности до 0.59%, марганцовистости (от 0.12 до 0.22%), пониженное содержание кремнеземистости. Таким образом, оливиновые долериты по химическому составу можно отнести к толеитовым базальтам.

Таким образом, главный вывод по химизму даек базальтоидов Шаваз-Дукентского грабена – все они относятся к известково-щелочной серии, в них нет пород базальтового состава, богатых магнием, которые могли бы рассматриваться как первичные мантийные выплавки. Выявлено также, что они содержат повышенное содержание ΣFe (кроме андезито-базальтов) и щелочности. Поэтому можно говорить о некоторой щелочной тенденции, свойственной всему магматизму окраин континентов изначально на уровне магмаобразования [Фролова, Бурикова, 1997], т.е. первичные магмы АКО образуются в большинстве случаев из мантийного субстрата, который был обогащен высоким содержанием крупноионных литофильных элементов группы К, обладающих высоким сродством с флюидными компонентами, что свидетельствует об обогащении мантийного субстрата последними на уровне выплавления.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- 1. **Арапов В.А.** Вулканизм и тектоника. Т.: Фан, 1983. 255 с.
- 2. Рафиков Я.М. Автомагматические брекчии Шаваз-Дукентского грабена // Узб. геол. журн. 1989. № 3. С. 45–49.
- Фролова Т.И., Бурикова И.А. Магматические формации современных геотектонических обстановок. М.: МГУ, 1997. 319 с.

## III. ФАЦИАЛЬНО-ФОРМАЦИОННЫЙ АНАЛИЗ

# НЕОБЫЧНЫЕ ИГНИМБРИТЫ ВЕРХНЕАВАЧИНСКОЙ КАЛЬДЕРЫ (КАМЧАТКА): СТРОЕНИЕ РАЗРЕЗОВ И ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ

#### © 2011 г. А. Н. Рогозин, В. Л. Леонов, О. В. Кувикас

Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский, rogozin@kscnet.ru

Существует два основных понятия термина "игнимбрит": 1) петрографическое - это горная порода, обладающая эвтакситовой, псевдофлюидальной текстурой, иногда туфовидной, в плотной основной массе выделяются обломки кристаллов, иногда горных пород и линзовидные включения вулканического стекла, названные "фьямме", вытянутые параллельно подошве и кровле пластов; 2) геологическое – развитые на обширных площадях (до нескольких десятков тысяч км<sup>2</sup>) сложные геологические тела, состоящие внизу из рыхлого пемзового материала, над ним – плотного лавоподобного спекшегося туфа, выше – частично спекшегося туфа и наверху – рыхлого вулканического материала или несваренного туфа. Эти образования обладают столбчатой отдельностью, часто значительной мошности (до 600 м), имеют горизонтальную верхнюю поверхность. Игнимбриты часто формируются вследствие извержений. близких к катмайскому типу, порождающих раскаленные пирокластические потоки кислого и среднего состава [Геол. словарь, 1978].

В верховьях рек Авача и Кавыча (Камчатка) расположена обширная область распространения игнимбритов [Государственная геол. карта..., 2006; Шанцер, Краевая, 1980; Егоров, 2009]. Они приурочены к центру структуры, которую предшествующие исследователи рассматривали как купол, выделяя здесь: Верхнеавачинскую купольнокольцевую структуру [Шанцер, Краевая, 1980], Авачинско-Кетхойскую зону поднятий [Алискеров, 1980], Авачинско-Ганальский центр эндогенной активности [Егоров, 2009]. По данным [Шанцер, Краевая, 1980, стр. 72] на данной территории "...имело место извержение типа сильного однократного игнимбритообразующего взрыва с последующей и частично синхронной ему просадкой кровли магматической камеры". Никто из предшествующих исследователей кальдеру в данном районе не выделял.

В результате работ, проведенных нами в данном районе в 2009–2010 гг, была выделена крупная кальдера – Верхнеавачинская [Леонов и др., 2011].



**Рис. 1.** Слева – фотография толщи игнимбритов в верховьях реки Средняя Авача (район оз. Авачинское). Фото Рогозина А.Н. Точками показаны места отбора образцов. В правой части рисунка приведен схематический разрез толщи игнимбритов и показано содержания SiO<sub>2</sub> в породах.

Детально изучены разрезы игнимбритов [Кувикас и др., 2009; Рогозин, Кляпицкий, 2010]. Уточнена карта распространения их на территории рассматриваемого района. Объем магмы выброшенной при образовании кальдеры был оценен примерно в 400 км<sup>3</sup>. Разрез толщи игнимбритов в верховьях реки Средняя Авача (район оз. Авачинское) был изучен нами детально (рис. 1). Общая мощность его более 500 м. В разрезе выделены 11 слоев, представляющих собой отложения серии пирокластических потоков. Мощность отдельных слоев игнимбритов составляет 40-60 м, максимальная – около 125 м, минимальная – около 10 м. Изучение данного разреза показало, что процесс формирования толщи игнимбритов в этом районе был длительным и сложным, что это не был "однократный игнимбритообразующий взрыв" как это было отмечено ранее в монографии [Шанцер, Краевая, 1980]. Также было выявлено, что снизу вверх по разрезу (рис. 1) наблюдается постепенное уменьшение содержания SiO<sub>2</sub> в породах от среднего (59.1%) до основного (51.2%) состава.

В 2010 г. в результате совместных работ по гранту NSF № EAR-0537872 (руководитель И.Н. Биндеман) Ar-Ar методом по двум образцам из описанного выше разреза (рис. 1) был определен возраст игнимбритов рассматриваемого района – возраст игнимбрита из нижней части разреза определен в 5.78 млн. лет, возраст игнимбрита из верхней части разреза – в 5.58 млн. лет. Длительность формирования 500-метровой толщи игнимбритов была определена, таким образом, примерно в 200 тыс. лет. Проведенные работы позволили сделать вывод, что игнимбриты верховьев р. Авача является одними из самых древних из известных в настоящее время на Камчатке. [Леонов и др., 2011]

Изучение петрохимии игнимбритов Верхнеавачинской кальдеры (30 валовых химических анализов) показало, что их состав изменяется от базальтов до андезитов (SiO<sub>2</sub> 51.2-59.9%). Для Камчатки игнимбриты такого состава не характерны и встречены в таком большом объеме впервые. На полуострове известны крупные поля игнимбритов четвертичного возраста, занимающие большие площади [Леонов, Гриб, 2004]. Достаточно хорошо изучены игнимбриты Узон-Гейзерной депрессии [Гриб, Леонов, 1993], кальдер Стены-Соболиного (Карымский вулканический центр) [Леонов и др., 2000], Большого Семячика [Гриб, Леонов, 1992], вулкана Горелого [Шеймович, Патока, 2000]; менее изучены игнимбриты кальдеры Карымшина [Леонов, Рогозин, 2007]. Все эти игнимбриты имеют преимущественно кислый состав (дацитовый, риодацитовый, риолитовый). Чтобы показать необычность игнимбритов выделенной структуры для Камчатки нами для сравнения были использованы химические анализы игнимбритов из вышеупомянутых районов полуострова.

На диаграмме "сумма щелочей – кремнезем" (TAS) (рис. 2a.) видно, что игнимбриты Верхнеавачинской кальдеры попадает в область нормальнощелочных пород основного и среднего состава. Игнимбриты кальдеры вулкана Горелый лежат на границе между умереннощелочными и нормальнощелочными породами трахиандезитового и трахидацитового состава (рис. 2а. 3, 4). Игнимбриты кальдеры Карымшина занимают обширное поле от низкощелочных и нормальношелочных дацитов, риодацитов, риолитов до умереннощелочных трахидацитов (рис. 2а. 2). Игнимбриты Большого-Семячика, Узон-Гейзерной депрессии и кальдеры Стена-Соболиная, в основном, занимают поле нормальнощелочных пород кислого состава (рис. 2а. 5, 6, 7). По содержанию K<sub>2</sub>O игнимбриты Верхнеавачинской кальдеры (рис. 26, 1) попадают большей частью в поле умереннокалиевых пород, хотя есть три образца, которые находятся в области высококалиевых пород. Игнимбриты других районов Камчатки занимают поле умереннокалиевых пород, и только некоторые из игнимбритов кальдеры вулкана Горелого (рис. 26, 3, 4) и кальдеры Карымшина (рис. 26, 2) попадают в область высококалиевых пород. По критерию Миаширо (FeO\*/MgO) видно, что игнимбриты Верхнеавачинской кальдеры располагаются вблизи границ серий, хотя большая часть попадает в область известковощелочных пород (рис. 2в, 1). Игнимбриты кальдеры вулкана Горелого (рис. 2в. 3, 4) располагаются, в основном, вблизи границы серий, попадая как в толеитовую, так и в известковощелочную серии. Остальные игнимбриты сравниваемых районов в большей части лежат в поле известковощелочных пород. С увеличением содержания SiO<sub>2</sub> в игнимбритах Верхнеавачинской кальдеры резко уменьшается содержание MgO (6.7-2.5%). Менее резко уменьшается содержание CaO, FeO\*, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> при увеличении содержания SiO<sub>2</sub> от базальтов до андезитов. Содержание Na<sub>2</sub>O и K<sub>2</sub>O при возрастании содержания SiO<sub>2</sub> в игнимбритах рассматриваемого района, наоборот, постепенно увеличивается. Концентрации TiO<sub>2</sub> и P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> не зависят от содержания SiO<sub>2</sub> и находится в пределах 0.7-1.3% и 0.17-0.31% соответственно [Рогозин, Кляпицкий, 2010].

Приведенные выше данные показывают, что изученные игнимбриты Верхнеавачинской кальдеры занимают особое место среди игнимбритов Камчатки. Основное отличие этих пород в том, что их состав изменяется от базальтов до андезитов (SiO<sub>2</sub> 51.2–59.9%), что не характерно для игнимбритов, образующихся при крупно объемных катастрофических кальдерообразующих извержениях. Игнимбриты, состав которых изменяется от базальтов до андезитов, занимающие при этом большую площадь встречены на Камчатке впервые, в дальнейшем планируется их более детальное изучение. В мире достоверно известно всего лишь четыре места, где бы-



**Рис. 2.** Сравнение игнимбритов Верхнеавачиснкой кальдеры с другими игнимбритами Камчатки на вариационных диаграммах.

(а) сумма щелочей – кремнезем (ТАS). Границы раздела пород низкой, нормальной и умеренной щелочности приведены по [Петрографический кодекс России, 2009]. (б) SiO<sub>2</sub>-K<sub>2</sub>O. Поля составов различных по калиевости пород приведены по [Петрографический кодекс России, 2009]. Поля высоко, умеренно и низкокалиевых пород отмечены, соответственно, буквами ВК, УК и НК. (в) критерий Мияширо (FeO\*/MgO). Дискриминационная линия разделяющая толеитовую и известково-щелочную серии проведена по [Міуаshiго, 1974]. Буквами на диаграмме обозначены: Т – толеитовая серия, ИЩ – известково-щелочная серия. FeO\* = 0.9 Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> + FeO.

1–7 – игнимбриты сравниваемых районов: 1 – Верхнеавачинской кальдеры; 2 – кальдеры Карымшина; 3 – кальдеры вулкана Горелого (данные полевого сезона 2010 года); 4 – кальдеры вулкана Горелого по [Шеймович, Патока, 2000]; 5 – кальдеры Стена-Соболиная; 6 – Узон-Гейзерной депрессии; 7 – кальдеры Большого Семячика. Петрогенные окислы на диаграммах приведены в массовых %. Валовые силикатные химические анализы вулканитов выполнялись в Аналитическом центре Института вулканологии и сейсмологии ДВО РАН методом рентгенофлуоресцентной спектрометрии на приборе S4 PIONEER по методике GEO-Quant (фирма Bruker AXS), аналитики – Е.В. Каргашева, М.А. Назарова, Н.А. Соловьева, В.М. Рагулина. ли подробно изучены и описаны игнимбриты базальтового и андезитового состава – кальдеры Масая (Masaya) в Никарагуа и Тамбора (Tambora) в Индонезии, игнимбриты островов Амбрим (Ambrym) и Танна (Tanna) в архипелаге Новые Гебриды в Тихом океане [Robin, Eissen, Monzier, 1994].

#### Основные выводы:

 В результате полевых работ, проведенных в 2009–2010 гг. в верховьях рек Авача и Кавыча на Камчатке была открыта новая кальдера – Верхнеавачинская. Изучены обширная область распространения и особенности залегания мощной толщи игнимбритов, заполняющих кальдеру. Подсчитан объем магмы выброшенной при образовании кальдеры – примерно 400 км<sup>3</sup>.

2) Детально изучен 500-метровый разрез игнимбритов. Выделено 11 слоев, представляющих собой отложения серии пирокластических потоков и свидетельствующих, что процесс формирования игнимбритов в этом районе был длительным и сложным.

3) Определен возраст игнимбритов рассматриваемого района (5.78–5.58 млн. лет). Проведенные работы позволили сделать вывод, что игнимбриты верховьев р. Авача является одними из самых древних из известных в настоящее время на Камчатке.

4) Показано, что игнимбриты Верхнеавачинской кальдеры имеют андезитовый и андезибазальтовый состав, а не дацитовый, как отмечали предыдущие исследователи. Игнимбриты по диаграмме TAS относятся к нормальнощелочным, по содержанию K<sub>2</sub>O занимают поле умереннокалиевых пород, по критерию Миаширо попадают в поле известковощелочных пород.

5) Проведено сопоставление петрохимии игнимбритов Верхнеавачинской кальдеры с игнимбритами кальдер Карымшина, Стены-Соболиного (Карымский вулканический центр), Большого Семячика, вулкана Горелого и Узон-Гейзерной депрессии. Показано, что игнимбриты Верхнеавачинской кальдеры, имея андезитовый и андезибазальтовый состав, значительно отличаются от других игнимбритов Камчатки.

Авторы выражают благодарность Е.Н. Гриб за консультации и помощь в написании работы. Отдельная благодарность Д.А. Вакуленко, С.А Морозову, Е.С. Кляпицкому и М.Ю. Мартыновой за помощь в проведении полевых работ.

Работа выполнена в рамках проектов ДВО РАН 09-III-А-08-424 (рук. В.Л. Леонов), 10-III-В-08-211 (рук. О.В. Кувикас), 10-III-В-08-215 (рук. А.Н. Рогозин).

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Алискеров А.А. Оруденение малоглубинного магматизма (Авачинско-Кетхойская зона поднятий). М.:

ВУЛКАНИЗМ И ГЕОДИНАМИКА, Екатеринбург, ИГГ УрО РАН, 2011

Наука, 1980. 94 с.

- Геологический словарь: в 2-х томах. М.: Недра. Под редакцией К.Н. Паффенгольца и др. 1973.
- Государственная геологическая карта Российской Федерации. М 1:200 000. Лист N-57-XII, XVIII, N-58-VII. Санкт-Петербург. 2006.
- Гриб Е.Н., Леонов В.Л. Игнимбриты кальдеры Большой Семячик (Камчатка): состав, строение; условия образования // Вулканология и сейсмология. 1992. № 5-6. С. 34-50.
- Гриб Е.Н., Леонов В.Л. Игнимбриты Узон-Гейзерной вулканотектонической депрессии, Камчатка: сопоставление разрезов, состав, условия образования // Вулканология и сейсмология. 1993. № 5. С 15–33.
- Егоров О.Н. Структурообразование и магмогенез над верхнемантийными плюмами в вулканическом поясе зоны перехода океан-континент /центры эндогенной активности / [электронный ресурс]: научное издание / Отв. ред. Ю.П. Масуренков – М.: ИФЗ РАН, 2009. – 1 электрон. опт. диск.
- Кувикас О.В., Рогозин А.Н. Первые результаты изучения 500-метрового разреза игнимбритов (река Кавыча, Восточная Камчатка) // Мат-лы VII регион. молодежной науч. конф. "Исследования в области наук о Земле". Петропавловск-Камчатский. 2009. С. 39–48.
- Леонов В.Л., Гриб Е.Н. Структурные позиции и вулканизм четвертичных кальдер Камчатки. Владивосток: Дальнаука, 2004. 170 с.
- Леонов В.Л., Гриб Е.Н., Карташева Л.А. Расчленение игнимбритов и оценка объемов магмы, выброшенной при игнимбритообразующих извержениях на восточной Камчатке // Вулканология и сейсмология. 2000. № 5. С. 3–18.

- 10. Леонов В.Л., Рогозин А.Н. Карымшина гигантская кальдера – супервулкан на Камчатке: границы, строение, объем пирокластики // Вулканология и сейсмология. 2007. № 5. С. 14–28.
- 11. Леонов В.Л., Рогозин А.Н., Биндеман И.Н., Кувикас О.В., Кляпицкий Е.С. Выделение новой кальдеры на Камчатке: границы, возраст, комплекс внутрикальдерных отложений, нерешенные вопросы // Мат-лы ежегод. конф., посвященной Дню вулканолога. Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН, 2011 (в печати).
- Петрографический кодекс России. Магматические, метаморфические, метасоматические, импактные образования. Издание третье, исправленное и дополненное. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2009. 200 с.
- 13. Рогозин А.Н., Кляпицкий Е.С. Петрохимическая характеристика игнимбритов Верхне-Авачинской структуры (по результатам полевых работ 2009– 2010 гг.) // Мат-лы VIII регион. молодежной науч. конф. "Исследования в области наук о Земле". Петропавловск-Камчатский. 2010. С. 29–38.
- Шанцер А.Е., Краевая Т.С. Формационные ряды наземного вулканического пояса (на примере позднего кайонозоя Камчатки). М.: Наука, 1980. 164 с.
- Шеймович В.С., Патока М.Г. Геологическое строение зон активного кайнозойского вулканизма. М.: Геос, 2000. 208 с.
- Miyashiro A. Volcanic rock series in island arcs and active continental margins // American Journal of Science. 1974. V. 274, P. 321–355.
- 17. Robin C, Eissen J-P, Monzier M Ignimbrites of basaltic andesite and andesite composition from Tanna, New Hebrides Arc // Bull Volc, 1994. № 56. P. 10–22.

## III. ФАЦИАЛЬНО-ФОРМАЦИОННЫЙ АНАЛИЗ 🛛 =

# СУБЩЕЛОЧНЫЕ МАГМАТИЧЕСКИЕ ПОРОДЫ РАННЕГО ДЕВОНА НА СЕВЕРЕ САКМАРСКОЙ ЗОНЫ ЮЖНОГО УРАЛА

© 2011 г. А. В. Рязанцев, А. А. Белова, А. А. Третьяков, С. В. Дубиниа

Геологический институт РАН, Москва, avryazan51@mail.ru

Субщелочные магматические породы раннего девона распространены в Сакмарской (чанчарский комплекс) и Присакмаро-Вознесенской (мостостроевский комплекс) зонах Южного Урала. В чанчарском комплексе (> 1000м) основной объем занимают субщелочные вулканические породы среднего и основного состава [Кориневский, 2007 и ссылки в этой работе; Золотарев и др., 1977; Бочкарев, Иванов, 2000, 2001; Бочкарев, Язева, 2000]. В составе комплекса В.Г. Кориневский выделил оссбую группу пород калиевых трахиандезибазальтов, назвав их чанчаритами по р. Чанчар, в Косистекском р-не Актюбинской обл. Нами выходы чанчарской свиты обнаружены и изучены в Кувандык-Медногорском районе Оренбургской области.

Как правило, свита тектонически сближена с силурийскими и девонскими кремнистыми толщами. Разрез свиты предстален лавами, вулканомиктовыми брекчиями и субвулканическими телами порфировых трахибазальтов и трахиандезитов, чанчаритами, трахитами, вулканомиктовыми и полимиктовыми брекчиями, туфогенными и туфогенноосадочными, кремнистыми породами, рифогенными известняками. Считается, что габбросиенитовый велиховский комплекс, является комагматом чанчарских вулканитов. Комплекс представлен калиевыми габброидами (эссекитами), сиенитами и граносиенитами. Возраст чанчарского комплекса и его комагматов устанавливается по находкам органических остатков и структурным соотношениям с датированными толщами как раннеэмсский [Иванов, 1991; Бочкарев, Иванов, 2001].

В северной части Сакмарской зоны в 3 км к север-северо-западу от дер. Нижнеутягулово на правом берегу р. Сакмара свита обнажена на гриве север-северо-восточного простирания шириной около 300 м и протяженностью до 2 км. В разрезе наблюдаются базальты с мелкими порфировыми выделениями биотита. Базальты расслоены линзами зеленых и розоватых мелкозернистых кремнистых туффитов. Широкое поле чанчарской свиты и ассоциирующих гипабиссальных пород установлено на правобережье р. Чебакла к западу от дер. Хмелевка (рис. 1). Свита слагает дислоцированный тек-



Рис. 1. Схема распространения пород чанчарской свиты и ассоциирующих лампрофиров к западу от дер. Хмелевка.

1 – рыхлые кайнозойские отложения; 2 – олистостромовая толща (D<sub>3</sub>fm?); **3 – кремнистые и углеродисто-кремнистые отло**жения (S-D<sub>2</sub>); **4**–9 – чанчарский комплекс (D<sub>1</sub>): **4** – туффиты, **5** – туфы пироксеновых порфиритов, **6** – афировые базальты, **7** – кремни, **8** – базальты с карбонатами в межподушечном пространстве, **9** – лампрофиры; **10** – губерлинская свита (O<sub>3</sub>), базальты, яшмы; **11** – фельзиты; **12** – серпентинитовый меланж; **13** – тектонические контакты, **14** – точки сбора конодонтов.

тонический покров. Ранее [Иванов, Пучков, 1984] в пачке кремней среди вулканитов были обнаружены эмсские конодонты (т. 816). Нами примерно на этом же уровне и в пяти других точках найдены конодонты Pandorinellina exigua philipi (Klapper), Pandorinellina ex. gr. steinhornensis (Ziegler). Учитывая эти данные, мы определяем уровень вмещающих отложений, как верхнепражско-раннеэмсский. С полем вулканитов связано тело биотитовых лампрофиров, которые по петрохимическому составу близки к эссекситам велиховского комплекса.

Изучению составов пород чанчарского и велиховского комплексов посвящен ряд работ [Золотарев и др., 1975; Кориневский, 2007 (и ссылки в этой работе); Бочкарев, Язева, 2000]. Отобранные нами образцы из субвулканических тел и ассоциирующих с ними вулканитов в обрывах вдоль рек Чанчар и Торангул по своим вещественным характеристикам соответсвуют описанным ранее вулканитам чанчарской свиты. Субвулканическая фация на на р. Чанчар представлена керсантитом – массивной породой с вкрапленниками (слагают до 40%) игольчатых и длиннопризматических кристаллов слюды. Слюды относятся к диоктаэдрической группе, с клинтонитовым миналом (37-70%), остальные миналы – Ms<sub>5-10</sub>Ann<sub>10-25</sub> Phl<sub>14-27</sub>. До 5% вкрапленников – идиоморфные кристаллы бесцветного клинопироксена (Срх). Основная масса со сферолитовой микроструктурой сложена игольчатами, волосовидными срастаниями К-Na полевого шпата, основного плагиоклаза и слюды, в которой присутствует параганитовый минал (Рд 16-44), а преобладающей остается клинтонитовая составляющая (от 23 до 63), а содержание остальных миналов –  $Ms_{0.5-3.5}Ann_{6-1.5}Phl_{7-20}$ 

Лампрофиры в районе дер. Хмелевка имеют массивную текстуру, средне-мелкозернистую, слабопорфировидную гипидиоморфнозернистую струкутру. Непертитовый ортоклаз (40% объема) образует идиоморфные и гипидиоморфные призматические выделения. Серицитизированный плагиоклаз основного состава (~20%), образует гипидиорфные выделения. Темноцветные представлены Срх, биотитом (Bi) и титаномагнетитом (Timgt). Срх (20% объема) образует бесцветные идиоморфные выделения, имеет выдержанный существенно диопсидовый состав. Центральные части кристаллов более магнезиальные (Di<sub>73</sub>Hd<sub>25</sub>Cen<sub>2</sub>), чем периферические (Di<sub>63</sub>Hd<sub>29</sub>Cen<sub>5</sub>Cfs<sub>3</sub>). Ві образует идиоморфные и гипидиоморфные длиннопризматические выделения (15% объема). Биотиты содержат, в равных количествах флогопитовый и Ві миналы с небольшой примесью мусковитового -Ms<sub>15</sub>Ann<sub>42</sub> Phl<sub>43</sub>. Отмечается появление клинтонитового минала до 25%. Timgt (до 5% объема) образует гипидиоморфные, реже ксеноморфные выделения. В нем отмечаются вариации магнетитового минала от 37до 67, а ульвошпинели от 18 до 40. Характерно присутствие (3%) крупных, игольчатых кристаллов апатита.

Породы в Косистекском районе образуют две петрохимические серии. Одни принадлежат субщелочной серии и по составу отвечают трахиандезибазальтам, другие располагаются на границе полей субщелочных и щелочных магматитов. На диаграмме K<sub>2</sub>O-SiO<sub>2</sub>, последняя группа анализов попадает в поле шошонитов. Нормативный состав образцов содержит нефелин и оливин. Керсантиты на р. Чанчар принадлежат высококалиевой серии (SiO<sub>2</sub>= 52–57%, TiO<sub>2</sub> – 1–1.2%, K<sub>2</sub>O – 5.7–8.4%). Наблюдается прямая корреляция содержаний К<sub>2</sub>О и SiO<sub>2</sub>. Коэффициент железистости (f) = 42-46, а #Mg = 54-58, коэффициент окисленности железа (КО<sub>Fe</sub>) = 60–71. Плагиоклазовые порфириты, ассоциирующие с субвулканическими телами, имеют сходные составы, но с меньшими содержаниями К<sub>2</sub>О (2–2.4%) и ТіО<sub>2</sub> (0.7–0.8%) и принадлежат к субщелочной серии (f = 50, #Mg = 50, KO<sub>Fe</sub> = 72-80). Биотитовые базальты района Нижнеутягулово по составу отвечают чанчаритам. На мультиэлементных диаграммах оба типа пород образуют полностью повторяющие друг друга графики. Характерно обогащение КИЛЭ и ЛРЗЭ. На спайдерограммах (рис. 2) распределение микроэлементов имеет пиковый характер с максимумами по U, K и Pb, и минимумами по Ті, Zr, Ta, Nb. В биотитовых лампрофирах к западу от дер. Хмелевка содержание (в%)  $SiO_2 = 45-47$ ,  $TiO_2 = 1.3-1.4$ , MgO = 6-8,  $K_2O = 2-5$ . Щелочность пород возрастает вместе с увеличением кремнекислотности. Отмечаются оливин- и нефелиннормативные разности. Среди прочих нормативных минералов: диопсид, гиперстен, магнетит и ильменит. Основные коэффициенты f = 42-48, #Mg = 52-58, KO<sub>Fe</sub> = 52-68. Пироксеновые порфириты, слагающие бомбы в туфах эффузивной толщи, имеют аналогичные габброидам геохимические характеристики и по всей видимости являются их дифференциатами. По содержанию SiO<sub>2</sub> (53%) они отвечают андезибазальтам и имеют по сравнению с габброидами пониженные содержания TiO<sub>2</sub> (0.8%) и повышенные K<sub>2</sub>O (4.5%). f = 40, #Mg = 60, КО<sub>Ее</sub> = 66. Нормативный состав пород, содержит оливин, нефелин, диопсид, магнетит и ильменит.

Графики распределения содержаний элементовпримесей в вулканитах и габброидах полностью повторяют друг друга, различаясь только общей степенью обогащенности по всему спектру. На спектрах распределния РЗЭ четко виден нисходящий наклон графиков. Мультиэлементные спектры, нормированные на состав примитивной мантии, имеют "пиковый" характер с максимумами по U, K и Pb, и минимумами по Ti, Zr, Ta, Nb.

Наличие в породе большого количества биотита подтверждает первично высокое содержание в расплаве калия и воды. Об этом же свидетельствует ранняя кристаллизации магнетита, кристаллы ко-



**Рис. 2.** Мультиэлементные диаграммы для нижнедевонских субщелочных комплексов (нормирование по Sun, McDonough, 1989)

1 – керсантиты и чанчариты на р. Чанчар; 2 – чанчариты р-на Нижнеутягулово; 3–4 – породы в р-не Хмелевки: 3 – пироксеновые порфириты, 4 – лампрофиры; 5 – породы мостостроевского комплекса по [Косарев, 2007].

торого присутствуют в порфировых сростках биотита и пироксена. [Язева, Бочкарев, 2000]. Высокий КО<sub>Fe</sub> может свидетельствовать о высоком содержании флюида в исходном расплаве. Приведенные выше вещественные характеристики калиевых лампрофиров позволяют говорить о том, что данные породы являются дифференциатами базальтового расплава повышенной щелочности и возможно с повышенным содержанием летучих элементов. Обогащенность калием, которая растет вместе с кремнекислотностью и фосфором, высокое Zr/Y и низкое Ni/Co указывают на то, что породы образованы за счет дифференциации базальтового расплава повышенной щелочности. Особенности распределения рассеяных элементов, графики с отчетливыми отрицательными Ta-Nb аномлиями свидетельствуют в пользу надсубдукционной природы чанчарского комплекса.

Близкий к чанчарскому возраст имеет распространенный в Хабарнинском массиве молостовский комплекс дифференцированных интрузий клинопироксенит-габбро-гранитного состава, в котором широко распространены субщелочные породы. Современные <sup>39</sup>Аг/<sup>40</sup>Аг данные о возрасте амфиболов и биотитов из пород молостовского комплекса укладываются в узкий интервал 403-398 млн. лет [Пушкарев и др., 2009 и ссылки в этой работе], что соответствует эмсскому ярусу. Раннедевонский возраст обосновывается так же для метаморфических пород гранулит-амфиболитовой ассоциации [там же; Рязанцев, Белова, 2010]. Субщелочной магматизм на близком возрастном уровне проявлен в Тагильской зоне, где он связывается с отмиранием Тагильской островной дуги, существовавшей в позднем ордовике и в силуре [Бочкарев, Язева, 2001]. На Южном Урале доказывается присутствие надсубдукционных ордовикских комплексов, а для силура характерно присутствие задуговых комплексов [Рязанцев и др., 2008]. Ордовикские и силурийские комплексы Тагильской зоны и Южного Урала, вероятно отражают развитие единой зоны субдукции.

О вопросе геодинамической природы чанчарского и его аналога - мостостроевского вулканических комплексов существуют разные точки зрения [Кориневский, 2001, 2007; Бочкарев, Иванов, 2001; Косарев, 2008]. На наш взгляд раннедевонские субщелочные магматические комплексы, а так же метаморфиты гранулит-амфиболитовой ассоциации, связаны с подъемом астеносферного диапира, вызванным изменением динамического режима субдукции в конце силура и в первой половине раннего девона. Нестационарное развитие ордовикскосилурийской субдукционной системы мы связываем с погружением плавучего блока субконтинентальной литосферы, что вызвало изменение скорости и угла погружения слэба, а так же спровоцировало его деламинацию и подток астеносферного вещества в образовавшееся окно. Во второй половине эмса в результате геодинамической перестройки произошло заложение новой зоны субдукции, над которой начала развиваться Магнитогорская дуга.

Работа выполнена при финансовой поддержке Программы ОНЗ РАН "Строение и формирование основных типов структур складчатых поясов и платформ" и РФФИ, проект 11-05-00011.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- 1. Бочкарев В.В., Иванов К.С. Проявления внутриплитного магматизма в Уральском палеоокеане // Геотектоника. 2001. № 2. С. 17–31
- 2. Бочкарев В.В., Язева Р.Г. Субщелочной магматизм Урала. Екатеринбург: УрО РАН. 2000. 256 с.
- 3. Золотарев Б.И., Ильинская М.Н., Кориневский В.Г. Состав и геохимические особенности калиевой щелочной разновидности трахиандезитобазальтов // Изв. АН СССР. Сер. Геол. 1975. № 1.

C. 136–149.

- Иванов К.С. Возраст и положение чанчарского трахибазальтового комплекса Южного Урала // Палеонтология и стратиграфия девона и карбона Урала. Уфа: БНЦ УрО АН СССР. 1991. С. 95–102
- Иванов К.С., Пучков В.Н. Геология Сакмарской зоны Урала (новые данные): Препринт. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1984. 87 с.
- Кориневский В.Г. Ошибочная трактовка геологической позиции чанчарчского субщелочного комплекса на Урале // Тез. Докл. VII международных чтений памяти А.Н. Заварицкого. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН. 2001. С. 95–98.
- Кориневский В.Г. Чанчариты новое семейство калиевых щелочных горных пород // Геодинамика, магматизм, метаморфизм и рудообразование / отв. ред. Н.П. Юшкин, В.Н. Сазонов: Сборник научных трудов. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН. 2007. С. 470–490.
- Косарев А.М. Умереннощелочной и щелочной вулканизм раннеэмсского времени на Южном Урале: геохимические особенности и геодинамические ре-

конструкции // Литосфера, 2007, № 6, С. 54-70.

- 9. Пушкарев Е.В., Травин А.В., Кудряшов Н.М. и др. Изотопная геохронология магматических и метаморфических комплексов Хабарнинского мафитультрамафитового аллохтона на Южном Урале и история его становления // Ультрабазит-базитовые комплексы складчатых областей и связанные с ними месторождения. Мат-лы третьей междунар. конф. Т. 2. Екатеринбург: ИГиГ УрО РАН, 2009. С. 125–132.
- 10. Рязанцев А.В., Белова А.А. Девонские метаморфические породы в подошве офиолитовых массивов и в серпентинитовом меланже на Южном Урале: данные изотопно-геохронологических исследований // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): Мат-лы совещания. Вып. 8. Иркутск. ИЗК СО РАН. 2010. Т.2. С. 62–63.
- 11. **Рязанцев А.В., Дубинина С.В., Кузнецов Н.Б., Белова А.А.** Ордовикские структурно-формационные комплексы в аллохтонах Южного Урала // Геотектоника. № 5. 2008. С. 49–78.

## III. ФАЦИАЛЬНО-ФОРМАЦИОННЫЙ АНАЛИЗ 🛛 =

# МИКРОСФЕРУЛЫ ИЗ ОТЛОЖЕНИЙ ПОЧВЕННО-ПИРОКЛАСТИЧЕСКОГО ЧЕХЛА ЗАПАДНО-КОШЕЛЕВСКОГО ВУЛКАНА (ЮЖНАЯ КАМЧАТКА)

### © 2011 г. Е. И. Сандимирова

Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский, sand@kscnet.ru

В ходе проведения комплексных полевых исследований в районе Кошелевского вулканического массива (Западно-Кошелевский вулкан) в шлиховых пробах из отложений почвенно-пирокластического чехла было обнаружено несколько сферул размером 0.1-0.3 мм. Ранее подобные минеральные образования были детально описаны при изучении разрезов глубоких (до 2500 м) скважин, вскрывающих мощные толщи пирокластических и вулканогенноосадочных пород миоцен-плиоценового возраста на Курильских островах и Южной Камчатке [Сандимирова, 2008]. Тогда было высказано предположение, что образование и распространение сферул в вулканических толщах связано с эксплозивной деятельностью вулканов, а вариации концентрации сферул в отдельных слоях зависят от характера накопления осадков и могут соответствовать пикам эксплозивной активности. Однако отсутствие четких критериев для разделения сферул по происхождению и ряд нерешенных вопросов не позволяли однозначно относить их к вулканическим образованиям. Новая находка сферул в голоценовой пирокластике, на наш взгляд, подтверждает высказанное ранее предположение о вулканическом происхождении сферул и еще раз показывает, что в областях активного вулканизма подобные образования имеют прямую связь с эксплозивными извержениями вулканов.

Разрез отложений почвенно-пирокластического чехла, в котором были обнаружены сферулы, вскрыт шурфом между ручьями Прямой и Гремучий (западные склоны вулкана, абс. отм. 540 м, 51°21′454″ с.ш., 156°36′ 931″ в.д.). В основании разреза залегает относительно древняя кора выветривания, которая представлена обломками пород андезитового, андезибазальтового состава размером до 30 см. пространство между которыми заполнено почвой бурого цвета, состоящей из супеси и органики. На коре выветривания залегает пачка пемзовых отложений мощностью от 40 до 50 см. Пачка состоит из чередующихся слоев рыхлых пемз желтоватобежевого цвета (лапилли размером до 3 см) с прослоями вулканического песка светло-серого цвета мощностью 3-10 см. Слои имеют слабо выраженную стратификацию, границы прослоев не четкие. В пачке прослеживается, как минимум, четыре слоя пемз с изменчивой мощностью от 5-15 до 2023 см, между которыми фиксируются слабогумусированные почвы коричневого цвета мощностью до 1 см. Как отмечают другие исследователи [Брайцева и др., 1978] горизонты погребенных почв соответствуют периодам ослабления или полного прекращения вулканической активности. Состав пирокластического материала в пемзовой пачке в целом андезит-дациандезитовый (SiO<sub>2</sub> 60.08-64.06%), обломки пемз имеют дацитовый состав (SiO<sub>2</sub> 66.01%). Прослои светло-серых песков – более основной – андезитовый (SiO<sub>2</sub> 60.78-62.23%). Перекрывается пачка пемз слоем бурых суглинков мощностью от 20 до 50 см и, выше по разрезу, современной почвой темно-коричневого цвета мощностью от 17 до 50 см. Неровные границы и изменчивая мощность слоев в разрезе указывают на то, что каждый последующий слой ложился на частично размытый предыдущий слой, заполняя неровности рельефа. Общая мощность вскрытых отложений 140 см. Строение разреза показывает, что на фоне относительно спокойной обстановки накопления осадков произошла вспышка кислого вулканизма, в результате которой и сформировалась пачка пемз. Извержение имело пульсационный характер – периоды активизации сменялись периодами покоя.

Для минералогических исследований послойно отбирались пробы весом 1.5–1.8 кг, которые промывались до серого шлиха и затем просматривались под бинокуляром. Изучение внутреннего строения и определение вещественного состава сферул проводилось с помощью рентгеноспектрального микроанализатора "Сатеbах-246" (ИВиС ДВО РАН, г. Петропавловск-Камчатский). Условия анализа: ускоряющее напряжение 20 кВ при токе пучка 30–40 нА, экспозиция 5 с, размер мишени 3–5 мкм. В качестве эталонов использовались природные минералы известного состава и искусственные соединения.

Наибольший интерес в разрезе представляет пачка пемз. Главным минералом здесь является плагиоклаз типа андезина (An<sub>31-53</sub>). Затем следуют моноклинные и ромбические пироксены (диопсидгеденбергит, гиперстен), титаномагнетит (TiO<sub>2</sub> 7.3– 8.85%), ильменит, в подчиненном количестве присутствует обыкновенная роговая обманка паргаситэденитового ряда, редко – кварц. В виде твердофазных включений чаще всего в пироксенах и рудных



Рис. 1. Морфология и внутреннее строение микросферул.

а, б – рудная сферула ильменитового состава; в, г – силикатная сферула амфиболового состава; д, е – силикатная сферула плагиоклазового состава. а, в, д – фото, ув. ×200; б, г, е – фото в отраженных электронах.

минералах присутствует апатит. Такое же соотношение породообразующих минералов сохраняется в прослоях вулканического песка. Вероятнее всего, прослои песка являются отсепарированными фракциями пемзовой пирокластики. Из акцессорных минералов в прослоях песка встречаются оливин (Fo<sub>64-82</sub>), гранат типа андрадита, эпидот и рутил. Оливин обычно имеет неправильную форму, замутнен, окрашен в красновато-бурый цвет. Некоторые из оливинов покрыты "рубашкой" из кислого стекла (SiO<sub>2</sub> 74%). Такое же по составу стекло встречается на титаномагнетитах, ильменитах, плагиоклазах, пироксенах и роговой обманке. Рутил встречается в виде самостоятельных зерен, включений в эпидоте или в срастании с кварцем и сфеном. К этой же группе минералов можно отнести микросферулы. На сегодняшний день обнаружено и проанализировано три микросферулы. Одна из них рудная, две другие – силикатные.

Первая сферула имеет черный цвет, гладкую поверхность и металлический блеск (рис. 1а, б). В полированном срезе наблюдается неоднородное микрозернистое строение со структурой распада (фазы от белого до черного цвета). Чем темнее фаза, тем выше в ней содержание SiO<sub>2</sub>. В целом состав сферулы близок составу породообразующего ильменита из этих же проб, но имеются некоторые отличия (табл. 1, сферула 1). В составе сферулы отмечается общий дефицит суммы в анализах, что может быть связано с присутствием летучих компонентов или элементов, которые не определялись. По сравнению с ильменитом содержание  $TiO_2$  в сферуле на 2–3% ниже. Также отмечается дефицит железа общего (FeO), а пересчет анализов на Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> показывает, что содержание трехвалентного железа примерно в два раза ниже, чем в ильменитах. Кроме того, в составе сферулы постоянно присутствует примесь SiO<sub>2</sub> (0.13–1.19%), в ильмените ее практически нет. Содержание MnO в целом ниже (0–0.58%), чем в ильменитах – 0–0.84%, а Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> – выше – от 1.02 до 2.10%, в то время как в ильменитах – от 0 до 0.32%.

Вторая сферула имеет темный грязно-зеленый цвет, микробугристую поверхность и жирный блеск (рис. 1в, г). В срезе наблюдается гомогенное строение. Скорее всего, сферула сложена рентгеноаморфным стеклом, близким по составу к роговым обманкам (табл. 1, сферула 2). Судя по сумме анализов (98.43–99.22%), содержание H<sub>2</sub>O в стекле ниже, чем в роговых обманках. Сумма анализов в роговых обманках без учета воды составляет около 97–98%.

Третья сферула имеет желтовато-бурый цвет, стеклянный блеск и гладкую поверхность. В срезе наблюдается неоднородная облакоподобная струк-

#### САНДИМИРОВА

-					1					r	
	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	$Al_2O_3$	FeO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	MnO	H <sub>2</sub> O	Сумма
Сферула 1	1.00	40.14	2.00	46.14	1.61	_	-	-	0.53		91.42
	0.67	40.57	1.92	47.18	1.55	_	-	-	0.39		92.28
	0.76	40.42	1.61	48.15	1.78	_	-	-	0.51		93.23
	0.85	40.48	1.62	46.95	1.79	_	-	-	0.58		92.27
	1.19	41.39	1.96	47.79	1.79	_	-	-	0.55		94.67
	0.51	40.15	1.06	48.02	1.85	_	-	-	0.57		92.16
Ильменит	-	43.48	0.29	51.49	2.01	_	-	-	0.72		97.99
Сферула 2	50.49	1.55	8.03	13.63	13.72	10.54	0.30	_	0.17		98.43
	50.65	1.55	7.96	13.55	13.82	10.57	0.37	_	0.16		98.63
	50.81	1.65	8.14	13.27	13.89	10.60	0.23	_	0.19		98.78
	50.66	1.63	7.96	13.57	14.07	10.73	0.38	_	0.22		99.22
	50.13	1.62	8.16	13.60	13.76	10.57	0.54	_	0.17		98.55
Роговая обманка	48.44	1.28	6.35	13.95	14.15	10.30	1.72	0.22	0.18	2.03	98.62
Сферула 3	67.10	0.93	15.41	7.74	1.84	4.41	0.32	0.95	_		98.70
	65.77	1.00	16.71	7.56	1.56	5.09	0.26	0.97	_		98.92
	67.04	1.00	14.93	8.13	1.79	4.62	0.50	1.01	_		99.02
	65.22	1.77	14.84	9.01	2.12	4.65	0.00	0.97	_		98.58
	66.74	0.94	15.83	6.96	1.53	5.06	0.36	0.99	_		98.41
Андезин	59.11	-	25.96	0.17	-	7.01	7.16	0.25	-		99.66
Сферула 4	66.03	0.64	15.17	2.52	2.01	4.73	0.63	2.66	-		94.39
	63.55	0.65	15.48	3.03	3.14	5.91	0.81	2.11	-		94.68

Таблица 1. Химический состав сферул из отложений почвенно-пирокластического чехла Западно-Кошелевского вулкана (мас. %)

Примечание. Для сравнения в таблице приведены характерные составы породообразующих минералов из тех же отложений: ильменита, роговой обманки паргасит-эденитового ряда, плагиоклаза типа андезина. Сферула 4 – о. Парамушир, скв. 4ГП, глубина 635 м. Анализы выполнены в Институте вулканологии и сейсмологии ДВО РАН на приборе "Camebax-246", аналитики В.М. Чубаров, Т.М. Философова, С.В. Москалева, Е.И. Сандимирова. Прочерк – содержание элемента ниже предела чувствительности метода.

тура (рис. 1д, е). Сферула состоит из алюмосиликатного стекла сложного состава (табл. 1, сферула 3). Чем светлее участок, тем ниже в нем содержание SiO<sub>2</sub>. Стеклянные сферулы похожего состава были установлены нами ранее в алевритовых туффитах о. Парамушир (табл. 1, сферула 4). Состав стекол в этих сферулах ближе всего к составам плагиоклазов.

Сферулы представляют собой капли застывшего расплава. Механизмы и условия образования этих капель разнообразны и связаны с взрывными явлениями, процессами горения и плавления вещества [Сандимирова, 2009]. Приуроченность сферул к пачке пемз и сходство их состава с породообразующими минералами позволяют говорить о том, что физико-химические и термо-динамические параметры среды, в которой они образовались, в целом соответствовали параметрам, существовавшим в расплаве до извержения и на момент извержения пирокластического материала из жерла вулкана. Состав сферул косвенно указывает на их формирование в восстановительной среде при дифиците О2 и H<sub>2</sub>O. Малое количество сферул свидетельствует о том, что наиболее благоприятные условия для их образования создаются в небольших локальных объемах расплава (породы). Чаще всего это поры или газовые полости. К таким выводам приходят и другие исследователи. Недавно стекловатые и рудные сфероиды размером от 0.2 до 1.5 мм были установлены в похожих по составу породах – риолитовых и риодацитовых пемзовых туфах Карымского вулканического центра (Камчатка) [Гриб, Леонов, 2010]. Возраст пород нижний-средний плейстоцен. Стекловатые шарики по составу близки тенардиту (Na<sub>2</sub>SO<sub>4</sub>), рудные – на поверхности имеют состав химически чистой самородной меди. Авторы полагают, что сферическая и винтообразная формы этих образований свидетельствуют об их формировании в газонасыщенной среде с высокой степенью турбулентности, а наличие у сферул уплощенных площадок указывает на закрепление их на поверхности пор в пемзовых фрагментах кислого расплава. Появление самородной меди ими рассматривается как индикатор локальных восстановительных условий, возникающих в газо-пепловой эруптивной туче. На наш взглял, именно локальность протекающих процессов обуславливает широкое разнообразие морфологии, внутреннего строения и состава этих образований, а также отличие от породообразующих минералов.

В связи с этим интересны данные, полученные в условиях эксперимента по синтезу композиционных порошков на основе нитрида кремния, получаемого из смесей "ферросилиций-циркон" и "ферросилиций-ильменит". В процессе горения этих смесей в атмосфере азота образуются капли железокремниевого расплава, для которых характерно наличие развитой поверхности с много-

численными зародышами и кристаллами нитрида кремния [Витушкина, 2009]. Отмечается, что рост кристаллов нитрида кремния помимо твердофазного механизма осуществляется и из газовой фазы по механизмам "пар-кристалл" и "паржидкость-кристалл". Образование глобулы (сферулы) на вершине растущего кристалла, по мнению автора [Витушкина, 2009], является отличительным признаком роста кристаллов по механизму "пар-жидкость-кристалл". Вероятно, именно этим обстоятельством объясняется микробугорчатая поверхность сферулы амфиболового состава. Бугорки, скорее всего, являются зародышами микрокристаллов. Из изученных нами ранее сферул, особенно характерно присутствие микрокристаллов магнетита на поверхности рудных (магнетитовых) сферул [Сандимирова, 2003]. Встречались также единичные зерна, где на вершинах силикатных кристаллов (кварц, корунд, плагиоклаз) находилась приросшая рудная сферула.

Предполагается, что обширные, но сравнительно маломощные покровы пемз и шлака, облекающие рельеф на юге Камчатки, возникли в позднеголоценовое и современное время в результате направленных одноактных и многоактных взрывов активных воронок вулканов Опала, Ксудач, Ходутка, Ильинский, Желтовский, Кошелевский и др. [Кожемяка и др., 1973; Кожемяка, Литасов, 1980]. Пока неизвестно какое именно извержение сформировало пачку пемз на склонах Западно-Кошелевского вулкана. Использование микросферул совместно с другими минералами в качестве индикаторов в дальнейшем может помочь не только коррелировать разрезы почвенно-пирокластических отложений в районе исследований, но и установить центр извержения кислой пирокластики.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проект 10-0-00009а).

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- 1. Брайцева О.А., Егорова И.А., Несмачный И.А. и др. Тефрохронологические исследования как метод изучения закономерностей циклического развития вулкана // Бюллетень вулканологических станций. 1978. № 54. С. 41–52.
- Витушкина О.Г. Технология получения керамических композиций на основе нитрида кремния методом CBC // Автореф. дисс. ... канд. техн. наук. Томск. 2009. 22 с.
- Гриб Е.Н., Леонов В.Л. Новые данные о процессах игнимбритообразования при формировании кальдеры половинка (Карымский вулканический центр) // Современный вулканизм и связанные с ним процессы. Мат-лы конф., посвященной Дню вулканолога. Петропавловск-Камчатский. 2010. С. 59–69.
- Кожемяка Н.Н., Огородов Н.В., Литасов Н.Е. Геологический эффект и некоторые особенности четвертичного вулканизма Южной Камчатки // Бюллетень вулканологических станций. 1973. № 49. С. 65–69.
- Кожемяка Н.Н., Литасов Н.Е. Четвертичные пемзовые, туфо-игнимбритовые поля и центры извержений / Долгоживущий центр эндогенной активности Южной Камчатки. М.: Наука. 1980. С. 116–128.
- Сандимирова Е.И. Микросферулы как индикаторы флюидных (флюидно-магматических процессов областей современного вулканизма // Вулканизм и геодинамика. Мат-лы IV Всерос. симп. по вулканологии и палеовулканологии. Петропавловск-Камчатский. 2009. Т. 2. С. 806–809. (http://www.kscnet.ru/ivs/ conferences/simposium\_4/abstr/abs6–35.pdf).
- Сандимирова Е.И. Сферические минеральные образования вулканических пород Курильских островов и Камчатки // Автореф. дисс. ... к.г.м.н., Петропавловск-Камчатский. 2008. 24 с. (http:// institute.fegi.ru/elibrary/cat\_view/).
- 8. Сандимирова Е.И., Главатских С.Ф., Рычагов С.Н. Магнитные сферулы из вулканогенных пород Курильских островов и Южной Камчатки // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. Петропавловск-Камчатский, КГПУ. 2003. № 1. С. 135–140. (http:// www.kscnet.ru/kraesc/2003/2003\_1/art14.pdf).

## III. ФАЦИАЛЬНО-ФОРМАЦИОННЫЙ АНАЛИЗ 🛛 =

# КОНТРАСТНО-БИМОДАЛЬНЫЕ ВУЛКАНИЧЕСКИЕ АССОЦИАЦИИ КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ ПОДВИЖНЫХ ПОЯСОВ: ПРОДОЛЖЕНИЕ ДИСКУССИИ

#### © 2011 г. Л. Н. Шарпенок, Е. А. Кухаренко, А. Е. Костин

Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П.Карпинского (ФГУП "ВСЕГЕИ"), Санкт-Петербург, e-mail: lyudmila sharpenok@vsegei.ru

Обсуждение проблемы происхождения вулканитов контрастно-бимодальной ассоциации, закономерно формирующейся в пределах сводовых структур на заключительных стадиях развития континентальных подвижных поясов (тафрогенный режим), продолжается не одно десятилетие. При этом происхождение базитов, проявляющихся в результате рифтогенных явлений, практически всеми исследователями связывается с мантийными источниками расплавов, тогда как природа кислых магм, сопряженных во времени и пространстве с этими базитами, трактуется по-разному. Одни исследователи полагают, что щелочно-салические породы – результат глубокой кристаллизационной дифференциации базальтоидных магм; другие считают их образование результатом сложного процесса, включающего кристаллизационную дифференциацию мантийного базальтоидного расплава с обособлением остаточного расплава, осложненную процессами контаминации, метасоматизацию коры и ее последующее плавление и, наконец, смешение остаточных и анатектических расплавов; третьи рассматривают породы бимодально-контрастной ассоциации как результат определенного взаимодействия сосущуствующих, но пространственно разобщенных очагов базитовой и гранитоидной магм.

Результаты изучения вулканитов контрастной ассоциации ряда структур Казахстана и Средней Азии показали, что базиты и их производные достаточно разнообразны. Преобладают среди них трахиандезибазальты – шошониты, реже отмечаются трахибазальты – абсарокиты, трахиандезиты – банакиты, латиты, трахиты. По петрохимическим свойствам они достаточно изменчивы и, несмотря на преобладание пород с повышенной щелочностью при калиево-натриевом, иногда калиевом типе, они характеризуются на бинарных диаграммах двумя или тремя трендами, отражающими составы различных по уровню титанистости и щелочности групп пород. Эти группы пород представляют собой гомодромно-эволюционные серии (К<sub>ф</sub> = 60–79) в области 48-62% SiO<sub>2</sub> (то есть до трахитов), характеризующиеся ростом щелочности, главным образом за счет К<sub>2</sub>О (рис. 1а), и снижением железисто-



**Рис. 1.** Петрохимические тренды составов пород контрастно-бимодальной ассоциации на диаграммах: **a** – TiO<sub>2</sub>–SiO<sub>2</sub> и K<sub>2</sub>O–SiO<sub>2</sub> для пород различных петрохимических серий контрастно-бимодальной ассоциации: 1 – Южного Гиссара (I; I<sub>1</sub>; I<sub>2</sub>; I<sub>3</sub>); 2 – Токрауской впадины Северного Прибалхашья (II; II<sub>1</sub>; II<sub>2</sub>); **б** – SiO<sub>2</sub>–CI для пород: 3 – бимодальной тафрогенной ассоциации (T<sub>1</sub> и T<sub>2</sub>) и 4 – сводово-орогенных комплексов (Or<sub>1</sub> и Or<sub>2</sub>)

сти, магнезиальности, титанистости. Тренд на диаграмме SiO<sub>2</sub> – CI (показателя степени кристаллизационной дифференциации Полдерваарта) практически прямолинеен и достигает низких значений CI=2 (рис. 1б), что допускает возможность появления небольшого количества (не более 5%) кислых диффиренциатов. Породы характеризуются высокими содержаниями Rb и Sr и положительной специализацией на Li, Cr, Sn, Be, B, F. B целом это низкомагнезиальные глиноземистые породы, которые, в соответствии с экспериментальными данным, могут представлять собой расплавные обособления из относительно магнезиальных мантийных магм. В то же время принадлежность этих пород главным образом к шошонитовой серии, высокие содержания в породах некогерентных элементов -К, Na, Sr, Be, Yb, Y – при дефиците Nb исключают возможность магмообразования из истощенного субстрата и позволяют предполагать (Kontak et al, 1986) их выплавление из вещества обогашенной мантии. Отношение <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr для этих вулканитов в районе Южного Гиссара составляет 1.704-1.706 (Ю.П. Шергина, 1989, ВСЕГЕИ), что подтверждает мантийное их происхождение, исключая значимую ассимиляцию корового материала, а их высокая эксплозивность свидетельствует о высокой газонасыщенности исходной магмы. Сочетание перечисленных признаков позволяет предполагать, что они могли образоваться в процессе глубокой дифференциации малоглубинных (40-65 км) мантийных расплавов, в которые к базальтовой магме, возможно толеитовой, "добавляется мантийное вещество, привносящее в магму щелочную и кислотную составляющие в эквивалентных соотношениях, в том числе и кремнезем" (Б.Г. Лутц, 1980). Значительные колебания одновозрастных базитов конкретных структур по уровню щелочности, особенно калиевой, допускают как неравномерность процесса обогащения мантийного субстрата глубинным флюидным веществом, приводящая к его неоднородности, так и сосуществование разноглубинных магматических очагов. Кроме того, сопоставление базитов контрастной ассоциации со спорадически присутствующими в составе предшествующих сводово-орогенных комплексов базальтоидами свидетельствует об антидромном характере эволюции базитов от орогенных к тафрогенным с возрастанием их основности, содержаний щелочей, TiO<sub>2</sub> и обогащением поздних (контрастной ассоциации) расплавов некогерентными элементами. Это свидетельствует, скорее всего, о последовательном углублении мантийных выплавок в развитии сводовых структур с достижением максимальной их глубинности при формировании контрастной ассоциации.

Рассматривая кислые породы контрастной ассоциации, необходимо вспомнить, что сторонники их "выплавления" в той или иной форме из базальтовой магмы часто обосновывают свою позицию, прежде всего, преобладанием в составе этой ассоциации базитов. Действительно, во многих случаях базиты преобладают, однако можно привести многочисленные примеры структур (рис. 2), в которых кислые вулканиты по объему сопоставимы с базитами или даже явно преобладают. Необходимо также учесть, что контрастно-бимодальная ассоциация вулканитов является составной частью вулкано-плутонической ассоциации, что признается большинством исследователей, и комагматичность вулканических и плутонических пород подтверждается общностью их вещественных признаков. Комагматичные кислым вулканитам контрастной ассоциации гранитоиды, слагают, как известно, крупные массивы (см. рис. 2), часто превосходящие по своим размерам вулканические постройки в целом. Очевидно, что совокупный объем кислых пород в контрастно-бимодальной вулканоплутонической ассоциации во многих случаях значительно превышает объем базитов, в связи с чем их выплавление из базитов представляется весьма проблематичным.

Кислые породы контрастной ассоциации как вулканической (трахириодациты, трахириолиты, пантеллериты, комендиты, преимущественно игнимбриты и игниспумиты), так и плутонической фаций (лейкогранит-аляскиты, аляскиты, щелочные граниты) относительно однородны, образованы однотипными минеральными парагенезами и характеризуются петрохимическим родством. Это преимущественно ультракислые умереннощелочные до щелочных высоко-ультракалиевые породы натрий-калиевого и калиевого типов щелочности. Породы образуют гомодромно-эволюционные ряды в пределах SiO<sub>2</sub> = 67–77% при  $K_{\phi}$  = 75–95%. На диаграмме SiO<sub>2</sub> – CI их составам отвечает прямолинейный тренд до минимальных значений CI. Ряды характеризуются, в отличие от базитовых, некоторым снижением калиевости в области умереннокислых пород и ее возрастанием лишь в области ультракислых разновидностей, и снижением общей щелочности. Кроме того, породам свойственна ярко выраженная геохимическая специализация - повышенные содержания Be, Nb, Yb, Y. Отношения изотопов стронция несколько пониженные, но все же имеют свойственные коровым породам значения: <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr = 0.708–0.710 (Ю.П. Шергина, 1989, ВСЕГЕИ).

Обращают на себя внимание противоположные тенденции в изменении содержаний магния и железа по отношению к  $SiO_2$ : в базитах намечается рост содержаний магния и снижение железа, а в кислых породах – наоборот, что свидетельствует об определенной независимости производных магм различного состава. Важно также подчеркнуть, что кремнекислые магматиты бимодальной ассоциации по своим вещественным признакам являются законо-



**Рис. 2.** Схемы строения вулкано-плутонических структур контрастно-бимодальной ассоциации (P<sub>3</sub>-T<sub>1</sub>) Южного Гиссара (а – Ангорисайской, б – Богаинской) и Северного Прибалхашья (в – Кызылрайской). 1 – аляскиты; 2 – гипабиссальные дайки; (а – базитовые, б – кислые); 3 – жерловые и субвулканические (а – базитовые, б – кислые); 4–6 – покровные вулканиты: 4 – кислые, 5 – трахиандезиты, трахиты, 6 – трахибазальты, трахиандезибазальты; 7 – отложения красноцветной молассы; 8 – породы основания структур; 9 – разломы.

мерным завершением эволюционного ряда гранитоидных магматических комплексов, последовательно проявляющихся в развитии континентально-сводовых областей. Многие черты кислые породы ассоциации наследуют от предшествующих им позднеорогенных риолитов – лейкогранитов, но, в то же время, отличаются от них крайне высокой эксплозивностью вулканитов, появлением в составе серий магматитов пород, близких по своим признакам к пантеллеритам – комендитам и щелочным гранитам, а также ярко выраженной геохимической специализацией.

Важно подчеркнуть, что бимодальная ассоциация характеризуется контрастностью вещественных признаков пород, обусловленной отсутствием первично магматических их разновидностей с переходными чертами. Это иллюстрируется (см. рис. 1) трендами составов пород на диаграмме  $SiO_2 - CI$ , отражающими степень отклонения пород от состава первичной системы анортит + диопсид + форстерит. На приведенной диаграмме тренды  $T_1$  и  $T_2$  демонстрируют эволюцию двух независимо развивавшихся и максимально разобщенных серий магматитов: базитовой ( $T_1$ ), в которой Mg сменяется Fe<sup>2+</sup> и Fe<sup>3+</sup>, и кремнекислой, где происходит смена Ca на Na и K. Предельные их дифференциаты достигают минимальных значений СІ для каждой из исходных магм отчетливо независимых магматических очагов. В то же время тренды для пород сводово-орогенных комплексов (Or<sub>2</sub> и Or<sub>1</sub>), предшествующих бимодальным ассоциациям, отражают дифференциацию магм из источников, для которых можно предполагать смешение коровых и мантийных магм. Это подтверждается целым рядом структурно-минеральных признаков пород этих комплексов, свидетельствующих об относительной длительности неравновесных условий их кристаллизации при различных объемах смешивающихся магм (C.K. Bakon, 1980).

В отличие от сводово-орогенных комплексов, в породах контрастно-бимодальной ассоциации практически отсутствуют признаки, свидетельствующие о неоднородности расплавов, о неравновесности условий кристаллизации, то есть о непосредственном смешении базитовых и кислых расплавов. Это позволяет предполагать значительную пространственную разобщенность их источников. В то же время ряд структурно-вещественных признаков этих пород являются несвойственными как для базитов, так и для кислых пород. Среди них следует отметить некоторое обогащение исходных базитовых расплавов кремнекислотой (преоблада-

ют породы с содержанием  $SiO_2 > 51\%$ ), а кремнекислых - легкоподвижными некогерентными летучими компонентами; несвойственные соответствующим породам содержания и поведение ряда микроэлементов; изотопный состав вулканитов, несколько отличающийся от значений, свойственных породам соответственно мантийного или корового генезиса и некоторые другие. Все эти признаки свидетельствуют, скорее всего, об активном флюидно – диффузионном взаимодействии контрастных по составу и разобщенных в пространстве магм. Такая модель генезиса щелочносалических пород в условиях относительной стабильности среды предложена Г.Л. Добрецовым и Н.Л. Добрецовым (1983). Механизм флюиднодиффузионного взаимодействия базитовой и гранитоидной магм сводится главным образом к параллельно и взаимосвязано протекающим процессам диффузионного поглощения базитовым расплавом кремнекислоты и встречного обогащения кислого расплава алюминатами щелочей и рядом

других наиболее подвижных компонентов основной магмы. Этот механизм наиболее просто и универсально объясняет генезис подавляющего большинства щелочно-салических пород. Именно этот тип синтексиса предопределяет появление неизвестных в сиалической протокоре субщелочно - и щелочно-салических пород, в том числе литиевослюдистых. Этим гибридным породам свойственны высокие содержания щелочных полевых шпатов, в том числе микроклин-пертита, часто с образованием гранофировых структур, наличие щелочных темноцветных минералов при преобладании среди темноцветных биотита, высокие содержания разнообразных акцессорных минералов, предельная для кремнекислых магматитов суммарная и калиевая щелочность и пантеллеритовая тенденция в развитии серий пород, исключительно высокая насыщенность летучими компонентами, проявляющаяся в преобладании среди вулканитов игнимбритов и игниспумитов и в развитии кварцгрейзеновых зон в щелочно-салических плутонах.

## — III. ФАЦИАЛЬНО-ФОРМАЦИОННЫЙ АНАЛИЗ =

# ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ПРИРОДА ВУЛКАНОМИКТОВЫХ ОЛИСТОСТРОМОВЫХ ОБРАЗОВАНИЙ СИЛУРА И ДЕВОНА ПЕТРОПАВЛОВСКОЙ ЗОНЫ ТАГИЛЬСКОГО ПРОГИБА

## © 2011 г. В. П. Шатров

Институт геологии и геохимии УрО РАН, shatrov@jgg.uran.ru

Доклад посвящается 100-летию со дня рождения Геннадия Фомича Червяковского – известного уральского ученого – вулканолога, заложившего современные представления о геологической природе главной структурообразующей эвгеосинклинальной зоны Уральского подвижного пояса. Г.Ф. Червяковский многие годы возглавлял Лабораторию вулканизма в Институте геологии и геохимии УрО РАН.

Из многообразия формаций Тагильского прогиба особое место занимает молассовая формация, как индикатор орогенного этапа становления Уральского подвижного пояса.

В классической геологии обычно выделяют орогенный этап тектонической эволюции Урала, следующий за этапом его геосинклинального развития. В свою очередь, термины "орогенез" и "орогенный" в современной науке часто употребляют в разных значениях, хотя подлинный его смысл обозначает только горообразование.

С появлением концепции тектоники плит тектоническая терминология усложнилась: добавилось несколько типов орогенеза и соответственно орогенов – субдукционный, коллизионный и др. Принципиально иному пониманию процессов орогенеза сторонниками тектоники плит придается и практическое значение. Осадочные и магматические породы, попадая в зону Беньофа, подвергаются там воздействию гидротермальных флюидов, переплавляются и внедряются в островную дугу и коллизионный ороген, создавая условия для концентрации рудных элементов [Лобковский и др., 2004].

Автор под орогенезом понимает тектогенез – формирование тектонических структур в результате поднятия земной коры, сопровождающееся магматизмом и метаморфизмом. Термин "орогенез" применяется для обозначения самостоятельного тектонического режима, приводящего к образованию горного поднятия и обладающего собственными структурно-формационными признаками. Это режим, безусловно, постгеосинклинального, но доплатформенного развития. В настоящее время многие геологи, вопреки этимологии термина, под орогенами понимают складчато-надвиговые сооружения, возникшие в результате аккреции генетически разнородных фрагментов земной коры. Индикатором орогенеза являются орогенные обломочные формации – совокупность пород, образованных за счет размыва горных сооружений – орогенный комплекс или просто моласса.

В классической геологии изначально выделялись несколько разновидностей обломочных ассоциаций – вулканогенные, терригенные, красноцветные и др. Термин "моласса" приобрел настолько широкий смысл, что превратился, по существу, в синоним орогенного комплекса или орогенного класса формаций. Появилось много терминов понятия моласса – нижняя, верхняя, грубая и др. Например, олистострома или микстит – фактически разновидность молассы, ее специфический подвид. Обломочные толщи существенно вулканогенного состава в основании среднего девона в Приполярной части Тагильского прогиба С.Н. Волков назвал "эйфельскими конгломератами" [Волков, 1948]. Позднее, эти "конгломераты" Р.И. Ерошевской были совершенно справедливо отнесены к олистостромам [Михайлов и др., 1980] Но, большинство исследователей обломочные отложения (и олистостромы) называли просто "туфоконгломератами", особенно не задумываясь о их генезисе [Червяковский, 1972 и др.]. Термины "олистострома", "микстит" вошли в обиход на Урале позднее, и породы, отвечающие этим понятиям, не диагностируясь, включались в состав обломочных толщ как молассы или конгломераты.

#### ОЛИСТОСТРОМЫ КАК СПЕЦИФИЧЕСКИЕ ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ТЕЛА

В практике геологических исследований недавних десятилетий олистостромы выделялись как толщи в составе каких либо формаций. Самостоятельного значения эти образования не имели. В Объяснительной записке к тектонической карте Урала м-ба 1: 1 000 000 в Тагильской зоне был выделен известняково-терригенный тип формаций (верхний силур – средний девон) как индикатор интенсивных тектонических движений. С этим этапом составители карты связывают движение крупных тектонических пластин. "На формирование тектонических покровов косвенно указывают глыбовые (олистостромы) горизонты" [Пейве и др., 1977, с. 52]. Правда, в этот тип формаций авторы включили, некорректно на наш взгляд, и континентальную бокситоносную формацию СУБР, которая формируется исключительно в спокойной тектонической обстановке, а тектонические покровы, пластины, противоречат обстановкам бокситонакопления. Такой парадокс объясняется очень просто: А.В. Пейве был сторонником эндогенного генезиса бокситов, считал их морскими, образовавшимися за счет поступления вещества бокситов из рудных растворов морского дна [Пейве, 1947].

Олистостромы – это особый вид подразделений литостратиграфической категории, представляющий собой хаотические ассоциации пород (микститы), состоящие из гетерокластического и часто разновозрастного материала (олистолитов), погруженного в относительно мелкозернистую бесструктурную массу (матрикс) обычно иного состава, слабо стратифицированную или без следов стратификации [Дополнение к стратиграфическому... 2000]. Олистостромы образуются в результате преимущественно обвально-оползневых (гравитационных) процессов, причиной которых могут быть как вертикальные, так и горизонтальные тектонические движения. Существуют различные их классификации, но почти всеми признается определяющая роль двух факторов, обуславливающих их генезис – тектонический и гравитационный в разных сочетаниях.

Гравитационные олистостромы отличаются от тектоно-гравитационных микститов или меланжа, образование которых обусловлено тектоническими процессами, связанными с горизонтальными движениями тектонических пластин. Например, обломочные образования различного генезиса распространены в Тагильском, Кушвинском, Нижнетуринском, Невьянском, Исовском, Карпинском районах, где они моноклинально полого падают на восток, заполняя внутригеосинклинальный прогиб. Для этих отложений характерна фациальная пестрота, обилие грубообломочных пород (и олистостром), быстрая смена литотипов по латерали. Все это свидетельство, по мнению адептов аккреционной тектоники, об интенсивных тектонических деформациях, и связано с движением крупных тектонических пластин [Рапопорт, 1996].

Ниже рассматривается два типа олистостром – гравитационные и тектоно-гравитационные, развитые в силуро-девонских разрезах северной части Тагильского прогиба.

#### СЕВЕРОУРАЛЬСКАЯ ЧАСТЬ ТАГИЛЬСКОГО ПРОГИБА

Этот крупный блок Тагильского трога включает Карпинский, Североуральский и Ивдельский фрагменты структуры, вытянувшейся вдоль 60-го меридиана и ограниченный с запада зоной ГУГР. Главной структурой этой части Урала является Петропавловское срединное поднятие, в сводовой части которого образовался субровский грабен- рифт, вмещающий залежь девонских бокситов СУБР. Образовавшийся грабен – это результат активного орогенного рифтогенеза, сопровождавшегося формированием мощных хаотических комплексов [Шатров, 2003].

Отрицательной линейной структурой Тагильский прогиб был только в конце кембрия начале ордовика, но быстро стал заполняться и из трога превратился в вулканокупольное сооружение, сформированное в результате многократных извержений. Синклинальная форма прогиба сохранилась только до венлока, когда прогибание сменилось поднятием внутренних блоков. Начинается орогенный этап с формированием внутренних поднятий.

Во второй половине силура – начале девона происходят излияния мелководных и наземных вулканитов основного-среднего состава, часто кайнотипного облика – наступает континентальная стадия.

Причиной раннего орогенеза явилось поднятие земной коры, вызванное внедрением массивов Платиноносного пояса, имеющее кардинальное значение для тектонического развития Урала. Платиноносный пояс рассматривается как рифтогенный комплекс, эксгумированный с больших глубин в условиях мощного раздвига и не имеющий генетической связи с вулканитами. Бокситовый бассейн СУБР является рифтогенной структурой, образовавшейся на своде Петропавловского линейного поднятия в результате раскалывания земной коры и проседания отдельных блоков [Пейве, 1947]. В верхнем силуре – нижнем девоне в условиях, близких к платформенному режиму накапливаются карбонатные и терригенные континентальные и мелководные комплексы мощностью несколько сотен метров. Значительные мощности терригенных осадков и их фациальное разнообразие обусловлено как формированием (и размывом) самого орогенного поднятия, так и образованием грабеновых фаций в грабене. Широкое развитие получают хаотические породы, представляющие собой существенно вулканогенный полимиктовый микстит, накопление которого связано с формированием западного борта бокситового грабена и оползневыми процессами. Здесь особое значение имеет взаимодействие и морфология области сочленения грабена и его прибортовых частей, т.е. зон денудации и аккумуляции. Происходит наложение вулканогенной молассы – продуктов разрушаемого вулканотектонического поднятия - на грабеновые фации, т.е. продуктов обрушения борта формирующегося грабена. Перемещение обломочного материала из размываемого поднятия на всех этапах развития бассейна было постоянным. На начальном этапе преобладала грубая механическая интеграция терригенного материала – господство физического выветривания. Образование олистостром в силуро-девоне Тагильского прогиба рассматрива-

ВУЛКАНИЗМ И ГЕОДИНАМИКА, Екатеринбург, ИГГ УрО РАН, 2011
ется как результат лавинной седиментации в процессе разрушения вулканических аппаратов и карбонатных построек. [Шатров, 1996, Шатров, Шурыгина, 1987].

Силуро-девонский фациальный ряд обнаруживает разнообразие обломочных образований: хаотические брекчии, конглобрекчии, конгломераты, пачки переслаивающихся вулканомиктовых гравелитов, песчаников, алевролитов. Обломочный материал в основном вулканогенно-известняковый, он часто не окатан или слабо окатан, и имеет местное происхождение. Характерной особенностью олистостром является почти полное отсутствие глинистого материала даже в составе матрикса, что особенно подчеркивает аллохтонный (оползневый) характер кластики.

Обломочные горизонты чередуются с потоками лав андезитобазальтового и базальтового состава, что свидетельствует о периодической тектонической активности западной части Тагильского трога. Структурно-текстурные особенности хаотических горизонтов прямо указывают на обстановки катастрофических перемещений больших объемов грубообломочного материала. Таким образом, хаотические образования западного борта бассейна СУБР представляют собой свалы или гравитационные олистостромы, образовавшиеся в результате обвально-оползневых процессов, причиной которых послужили вертикальные тектонические движения при формировании срединного Петропавловского поднятия,

## СЕВЕРОСОСЬВИНСКИЙ БАССЕЙН ПРИПОЛЯРНОГО УРАЛА

На Приполярном Урале проявились два типа олистостром - гравитационные и тектоногравитационные, связанные с проявлениями надвиговой тектоники и имеющие ограниченное развитие. Интересна структура Иоутыньинского надвига, сопровождаемая специфическими олистостромовыми образованиями нижнего-верхнего девона. Разрез девонских отложений р. Иоутыньи в центральной части Северососьвинского бассейна представляет собой аллохтонный блок (протяженность выходов в береговых уступах 5 км), состоящий из пакета пяти тектонических пластин, перемещенных по поверхности надвига с востока на запад [Шатров, 2000]. Исследования показали наличие сближенных разнофациальных и разновозрастных толщ, свидетельствующих о горизонтальных перемещениях блоков, сопровождающихся образованием небольших надвигов – как с выпадение, так и с удваиванием стратиграфических горизонтов. Фронтальная часть надвига ограничена упором силурийских вулканитов, а самой западной является пластина I, сложенная глыбовыми хаотическими брекчиями и конглобрекчиями, переслаивающимися мелкообломочными вулканомиктовыми брекчиями, гравелитами, песчаниками, кремнистыми сланцами живетского возраста. Возраст пород во всех пластинах определен по органическим остаткам, найденным автором в обломках и глыбах различного типа известняков.

Для всех пластин характерно наличие крупнообломочных и глыбовых брекчий и конглобрекчий с размером обломков до50-80 см и представленных вулканитами и известняками. Среди этих пород часто присутствуют экзотические глыбы - олистолиты размером до нескольких метров. Большая часть фрагментов вулканитов состоит из порфиритов андезитобазальтового состава, часто субщелочных, их туфов и обязаны своим происхождением местным источникам сноса. Обломочный состав, присутствие экзотических глыб, хаотическое строение толщ, указывают на тектонизацию отложений. То, что породы были подвергнуты деформациям, видно и в шлифах под микроскопом: крупные кристаллы плагиоклаза в вулканитах катаклазированы, смещены и перекристаллизованы в аллотриоморфный агрегат альбита.

В пластинах обломочные толщи резко сменяются выходами шаровых и подушечных лав спилитов, которые чередуются с массивными лавами и протягиваются по берегу на сотни метров. Лавы и массивные дериваты представлены базальтами и трахибазальтами и по составу почти не отличаются от обломков базальтоидов разреза. Иногда эти породы имеют кайнотипный облик с содержанием стекла до 25–30%.

Присутствие вулканомиктового материала в составе матрикса и кластики обломочных горизонтов, а также быстрые переходы между карбонатнообломочными и вулканомиктовыми породами в разрезе Иоутыньинского блока свидетельствуют о их накоплении в обстановке вулканотектонического поднятия и его склонов, носят ярко выраженный оползневой характер. С другой стороны, надвиговые дислокации развивались импульсивно, в обстановке повторяющегося горизонтального сжатия. На это указывает наличие пластин сдвоенных стратиграфических горизонтов. Данное обстоятельство является особенностью аллохтона: крайние пластины (I и V) имеют один и тот живетский возраст, и содержат признаки олистостромовых толщ, связанных с надвигами.

### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Реконструкция геологического развития Уральского подвижного пояса в фанерозое обнаруживает унаследованное развитие как рифтогенногеосинклинальной системы и доминирование вертикальных тектонических движений. Тектогенез Урала в фанерозое имел автономную внутреннюю природу, не связанную с латеральным перемещением литосферных плит. Урал представлял собой меридиональную структуру (огромный раздвиг или рифт), выжатую изнутри и снизу-вверх под давлением мантийного вещества и расходящуюся в разные стороны. Это раздвиговая модель, согласно которой Уралиды развивались из центральных частей в стороны на прилегающие кратоны, т. е в противоположном направлении, чем по версии тектоники плит. Причина – "архимедова сила", имеющая вертикальный вектор на поверхности сферы неизбежно раскладывается на две противоположно направленные составляющие [Образцов, 2010, с. 94].

Диагностика орогенных молассовых комплексов Тагильского прогиба позволяет тестировать ряд важных тектонических событий, в частности выявить эпохи в истории орогенеза Тагильского прогиба. Особенности вещественного состава и строения обломочных толщи силуро-девона, (и олистостром), исключают любые проявления коллизионной тектоники (масштабные покровы, надвиги, шарьяжи, косые коллизии, аккреционные клинья и др.) и являются надежными индикаторами рифтогеннораздвиговой модели становления Уральского подвижного пояса.

По версии тектоники плит олистостромообразование в палеозойской истории Урала связывается с вариантами коллизионных обстановок. Например, появление в каком либо разрезе пачки обломочных пород объявляется "осью коллизии", а толщи базальтов – "осью спрединга". Геодинамические реконструкции декларативно утверждают преобладание олистостром тектоно-гравитационного типа [Язева, Бочкарев, 1997]. Фактически же в палеозойской истории Тагильского прогиба преобладает гравитационный тип олистостромообразования (простые оползни), а тектоно-гравитационные (меланжи и др.) развиты локально и связаны с надвиговыми структурами небольшой амплитуды.

Исследования поддержаны грантом РФФИ № 09–05–00344

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Волков А.Н. Эйфельские конгломераты восточного склона Приполярного Урала. Материалы ВСЕГЕИ. Общая сер. 1948. Вып.8. С. 39–42.
- 2. Дополнение к Стратиграфическому кодексу России. СПб: Изд-во ВСЕГЕИ, 2000. 112 с.
- Лобковский Л.И., Никишин А.М., Хаин В.Е. Современные проблемы геотектоники и геодинамики. М. Научный мир, 2004. 612 с.
- 4. Михайлов Б.М., Большун Г.А., Ерошевская Р.И. и др. Прогнозная оценка на бокситы восточного склона Приполярного и Полярного Урала. Советская геология, 1980, № 5, С. 79–89.
- 5. **Образцов А.И.** Новые идеи в геотектонике. Отечественная геология, 2010, № 3, С. 89–95.
- Пейве А.В. Тектоника Североуральского бокситового пояса. Матер. к познанию геол. строения СССР. М. Изд-во МОИП, 1947. 204 с.
- Пейве А.В., Иванов С.Н., Нечеухин В.М. и др. Тектоника Урала (Объяснительная записка к Тектонической карте Урала м-ба 1: 1 000 000). М. Наука, 1977. 120 с.
- Рапопорт М. С. Орогенные формации металлогения Урала. Известия Уральской госуд. Горно-геол. академии. Вып. 5. Екатеринбург. 1996. С. 14–19.
- 9. **Червяковский Г.Ф.** Среднепалеозойский вулканизм восточного склона Урала. М. Наука. 1972. 258 с.
- Шатров В.П. Палеотектонические обстановки формирования силуро-девонских обломочных комплексов Североуральского сегмента Тагильского прогиба. Ежегодник – 1995. ИГГ. Екатеринбург: УрО РАН. 1996. С. 56–58.
- Шатров В.П. Тектоно-стратиграфический разрез девона на восточном склоне Приполярного Урала. Материалы по стратиграфии и палеонтологии Урала. Вып. 4. Екатеринбург: УрО РАН, 2000, С. 3–14.
- Шатров В.П. Особенности орогенеза и рифтогенеза Тагильского вулканоплутонического пояса. Доклады академии наук. 2003. Т. 391. № 2. С. 230–242.
- 13. Шатров В.П., Шурыгина М.В. Стратиграфическая позиция кайнотипных вулканитов северной части Тагильского погружения по биостратиграфическим данным. Новые данные по стратиграфии фанерозоя Урала и сопоставимых регионов. Свердловск: ИГГ УрО РАН, 1987, С. 35–43.
- 14. **Язева Р.Г., Бочкарев В.В.** Олистостромы в структуре Уралид. Геотектоника, 1997, № 5, С. 47–56.

===\_\_ IV. 1. ВУЛКАНИЗМ ЗОНЫ ВЗАИМОДЕЙСТВИЯ ОКЕАН–КОНТИНЕНТ 🛛 =

# ВУЛКАНИЗМ И ГЕОДИНАМИКА ВОСТОЧНЫХ СТРУКТУР ТИХОГО ОКЕАНА

© 2011 г. Э. Д. Голубева

Дальневосточный геологический институт ДВО РАН 690022 г. Владивосток, пр.-т 100- летия Владивостока, 159, Россия

Изучение вулканизма дна океанов представляет собой особый научный интерес. Прогресс в познании вулканических структур океанического дна произошёл с началом бурения океанического дна б/с "Гломар Челленджер". Участие в исследовании в рамках Международного проекта "Мировой океан" позволило автору изучать керны глубоководного бурения ложа Тихого океана [Петрологические провинции..., 1996; Голубева, 2009].

Восточный блок дна Тихого океана слоплиоцен-плейстоценовыми жен структурами срединно-океанического хребта (COX) Восточно-Тихоокеанского поднятия (ВТП) (рис. 1). Срединные хребты ВТП представляют собой мегаантиклинальные поднятия океанической коры, слои в которых постепенно становятся все более тонкими по мере приближения к гребню хребтов. Срединноокеанический хребет океана сложен осевой экструзией шириной более 1 км и высотой до 150 м. горст-грабеновой зоной и наклонными блоками тектонически активной зоны. Осевая экструзивная зона ВТП в районе 21° с. ш. сложена фракционированными плагиоклаз-оливин-пироксеновыми базальтами различной степени раскристаллизованности, представляющие собой нормальные магнезиальные толеиты и ферротолеиты COX [Hekinian, Walker, 1987]. Поднятия пересекаются крупными трансформными разломами, вдоль которых происходит смещение блоков океанических плит относительно друг друга. Сформированные в зонах плавления верхней мантии на глубинах до 20 км вершины центральных рифтов СОХ на всём протяжении срединно-океанического хребта ВТП сохраняют устойчивые черты строения и вулканизма.

На флангах рифтовой зоны ВТП обнаруживаются более раскристаллизованные разности базальтов, количество вкрапленников в которых составляет 5–7% объема породы; фенокристы пироксена соответствует авгиту (Wo<sub>38-42</sub>, En<sub>49-51</sub>, Fs<sub>9-10</sub>), а плагиоклаза – лабрадору (An<sub>65-73</sub>). Изучение состава базальтов этой зоны показало, что вариация пород связана с фракционированием магматической системы – отсадкой оливина и пироксенов и флотацией плагиоклаза, а оливиновые базальты представляют собой более глубинные высокотемпературные недифференцированные производные магматического очага. Базальты, драгированные юж-

нее экватора ВТП ( $11^{\circ}-47^{\circ}$  ю.ш.) варьируют от толеитов N- типа и и ферротолеитов до ультратитанистых ферротолеитов [Batiza et al., 1982; Puchelt et al., 1983] (табл. 1).

Формирование обновленной литосферы океана, по мнению многих исследователей, происходит в результате спрединга океанической коры, о чём свидетельствуют расположенные симметрично относительно оси ВТП линейно-полосовые магнитные аномалии, которые в блоках поднятия расположены на разных расстояниях друг от друга [Plate tectonic map..., 1981–1987]. В различные интервалы времени значения скоростей спрединга (отношения расстояний между аномалиями к времени их формирования) существенно снижаются в направлении от северных и экваториальных зон к южным (рис. 3). Наибольшие значения скоростей спрединга от 6 до 12 см/год фиксируются в приэкваториальных зонах ВТП (от 12° с.ш. до 18° ю.ш.) вблизи оси рифта (до 7–9 млн. лет); при удалении от оси спрединга скорости снижаются. Далее в северном и в южном направлениях (от 12° - 23° с.ш. до 18° -40° ю.ш.), скорости спрединга имеют существенно более низкие значения.

Изучение ассоциаций типов базальтов ВТП показало, что на всём протяжении хребта вблизи осевой зоны поднятия широко развиты стекловатые разности базальтов, состав которых варьирует от магнезиальных толеитов COX D- и N- типов до ферротолеитов. При удалении от центральной зоны рифта в драгировках и скважинах бурения часто проявлены более раскристаллизованные разности базальтов; количество вкрапленников в них увеличивается до 10-15% от объёма породы; при этом, в обычных ассоциациях типов базальтов увеличивается количество подщелоченных разностей толеитов и ферротолеитов. Так, для пробуренных вкрест простирания ВТП глубоководных скважин 420-429, (8-9° ю.ш. и 104-107° з.д.), возраст которых меняется от 1.2 до 4.3 млн. лет [Init. Repts DSDP. V. 54, 1980] характерно, что не смотря на сходство ассоциаций типов базальтов в скважинах (табл. 1, гр. 1-3), вариации их состава возрастают с удалением от рифтовой зоны вплоть до появления базальтов Т- и Е- типов. В ещё более удаленных от рифтовой зоны ВТП скв. 319А, 597 и др. [Init. Repts DSDP V.34, 1976; V. 140, 1992], кроме обычных то-



Рис. 1. Схема петрологических провинций восточной части Тихого океана

1 – главные трансформные разломы; 2 – глубоководные желоба; 3, 4 – рифтовые структуры (3 – миоценовые, 4 плиоценплейстоценовые); 5–6 – границы петрологических субпровинций и провинций; 7 – скважины глубоководного бурения; 8 – геологические обнажения островов и некоторых подводных гор: 1 – Петр 1, 2 – Питкерн, 3 – Пасха, 4 – Сала и Гомес, 5 – Галапагосы, 6 – Горгона, 7 – Релавигедо, 8 – Тортуга, 9 – Гвадалупе, 10 – Мейджи, 11 – Юриаку, 12 – Каммю, 13 – Безымянный, 14 – Мидуэй, 15 – Перлэндхермес, 16 Фрегат Шоал, 17 – Неккер, 18 – Нихоа, 19 – Кауаи, 20 – Оаху, 21 – Мауи, 22 – Гавайи, 23 – Трук, 24 – Понапэ, 25 – Кусайе, 26 – Тутуйла, Уполу, 27 – Мачиас, 28 – Савайи, 29 – Олосега, 30 – Офу, 31 – Тау, 32 – Аитутаки, 33 – Мангайя, 34 – Таити, 35 – Хуахин, 36 – Нуку-Хива, 37 – Хука, 38 – Хива-Оа, 39 – Тахута, 40 – Фату-Хива, 41 – Уа-Пу, 42 – Рапа, 43 – Макдональд, 44 – Кокос, 45 – Сокорро, 46 – Мариотири, 47 – район гайогов Ламонт-Майами, 48 – жёлоб Хангер, 49 – Восточный Сахалин;9- относительная распространенность типов пород: а – преобладающий, 6 – подчинённый; 10-формационно-геохимические типы океанических базальтоидов: 1 – толеиты СОХ, 2 – ультратитанистые ферротолеиты, 3 – примитивные толеиты плит (PIP), 4 – титанистые толеиты островов и подводных гор, 5 – переходные (субщелочные) базальты, 6 – субщелочная дифференцированная базальт-трахитовая субсерия, 7 – калиевая щелочнобазальтовая субсерия, 8 – калиево-натриевая щелочнобазальтовая субсерия, 9- кавтономные анкарамиты, 10 – толеиты окраинных морей (TMS), 11 – базальты КLAEP, 12 – бониниты. Петрологические провинции и субпровинции (цифры и буквы в кружках): 1 – Восточно-Тихоокеанская, 2 – Хуан де Фука, 3 – Калифорнийская, 4 – Галапагосская.

ВУЛКАНИЗМ И ГЕОДИНАМИКА, Екатеринбург, ИГГ УрО РАН, 2011

#### ГОЛУБЕВА

	1(53)	2(36)	3(18)	4(13)	5(3)	6(28)	7(4)	8(13)	9(42)	10(20)	11(7)
SiO <sub>2</sub>	50.43	50.51	49.89	49.91	49.44	48.99	47.65	49.53	50.08	49.46	50.07
TIO <sub>2</sub>	1.53	1.99	2.47	1.64	1.19	1.92	2.00	0.89	1.32	1.23	1.56
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14.53	13.76	13.37	14.30	14.81	14.00	13.03	16.17	14.56	14.68	13.62
FeO*	9.63	11.04	12.49	10.45	9.45	11.00	12.58	8.34	10.06	10.50	11.86
MnO	0.19	0.19	0.20	0.20	0.19	0.20	0.23	0.15	0.17	0.17	0.20
MgO	7.59	6.80	6.54	7.30	7.70	7.00	6.69	8.65	7.54	6.86	6.99
CaO	11.74	10.93	10.10	11.72	12.59	11.05	10.64	13.16	11.90	12.13	11.00
Na <sub>2</sub> O	2.60	2.72	2.73	2.55	2.58	2.97	3.04	2.07	2.42	2.19	2.61
K <sub>2</sub> O	0.17	0.37	0.18	0.14	0.16	0.22	0.57	0.04	0.10	0.61	0.14
$P_2O_5$	0.17	0.23	0.25	0.11	0.14	0.21	0.36	0.09	0.12	0.12	0.14
П.п.п.	0.90	1.29	0.61	1.20	2.08	2.21	1.88	1.64	1.42	1.95	1.41
Сумма	99.48	99.83	99.14	99.49	100.02	99.75	99.38	100.73	99.69	99.18	99.70
f	41.6	47.7	51.7	44.5	40.8	46.7	51.3	35.2	42.8	46.4	48.8
Rb	1.7	3.5	1.2		4.2	4.1	15	2.3	2.5	17	3.6
Sr	138	124	121	122	117	134	155	80	85	92	84
Ba	15	19	26		30	18	21				
Zr	104	149	182	111	101	134	123	54	80	77	90
Ni	73	67	61	73	121	92	74	119	81	78	55
Cr	71	173	114	237	268	206	136	418	205	263	99
[La/Sm] <sub>n</sub>	0.73	0.77	0.75		0.36	0.54	0.56	0.66	0.65	0.69	0.78

Таблица 1. Химический состав базальтов скважин глубоководного бурения ВТП

Примечание: 1–3 – базальты скв. 421, 422, 423, 427, 428, 429; 1 – толеиты СОХ N-типа, 2 – калиевые ферротолеиты, 3 – ферротолеиты; 4 – ферротолеиты N-типа; 5–7 – скв. 319А: 5 – толеиты N-типа, 6 – ферротолеиты Na-типа, 7 – калиевые ферротолеиты MOR; 8–10 – скв. 597: 8 – толеиты D-типа, 9 – толеиты N- типа, 10 – калиевые ферротолеиты, 11 – ферротолеиты. Средние составы пора рассчитаны по данным [Init.Repts, v. 54, v. 92; v.142, 1992] и материалам коллекций бурения (скв. 319А, 427, 428).



Рис. 2. Диаграмма значений скорости спрединга блоков срединно-океанического хребта ВТП: А – северная; Б – южная зоны. Расчёты выполнены по карте [Plate tectonic map..., 1987].

леитов N- типа проявлены натриевые и калиевые ферротолеиты (Na- и K- типы) (табл. 1, гр. 4–9).

Факторная диаграмма, отражающая тренды вариации состава базальтов разреза ВТП (рис. 3) – анортозитовый (I фактор), обусловленный изменением, с одной стороны, магния, кальция и алюминия, с другой, – железа, титана и марганца; лей-



**Рис. 3.** Факторная диаграмма скважин глубоководного бурения ВТП. Координаты центра (оксиды в%): SiO<sub>2</sub> – 50.36; TiO<sub>2</sub> – 1.80; Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> – 14.28; FeO – 10.26; MnO – 0.19; MgO – 7.19;CaO – 11.28; Na<sub>2</sub>O – 2, 69; K<sub>2</sub>O – 0.24; P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>–0.19.

ВУЛКАНИЗМ И ГЕОДИНАМИКА, Екатеринбург, ИГГ УрО РАН, 2011

кократовый (ІІ фактор), соответствует изменению щелочей и кремнекислоты. Изолированные вытянутые области фигуративных точек состава базальтов различных скважин имеют разные тренды изменчивости составов. Так, в базальтах скв. 421 и 423 ВТП повышены концентрации железа, титана, калия и натрия в сравнении с базальтами скв. 422 и 428. Область фигуративных точек, соответствующая скв. 427, изометрична и занимает обособленное положение на диаграмме в зоне суммарно высокого железа и титана. Наибольшие вариации состава пород наблюдаются в скв. 429. Математическая обработка выборки состава базальтов скважин глубоководного бурения ВТП показала разнообразие состава типов пород (табл. 1). В наибольшем количестве развиты толеиты СОХ N-типа (n = 53) и калиевые ферротолеиты (n = 36). В скв.597 выделены толеиты деплетированного D-типа (n = 42).

### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В моделях, основанных на экспериментальных данных происхождения и дифференциации базальтовых магм предполагается, что причинами образования и излияния базальтовых магм ВТП являются высокий тепловой режим мантии океана и декомпрессия при рифтогенном растяжении океанической коры. По данным сейсмотомографии верхние магматические очаги, ассоциирующие с зонами низкоскоростных сейсмических волн, расположены непосредственно под срединным хребтом [Nolet, Wortel, 1989]. Что согласуется с зафиксированными магнитотеллурическими методами глубинных аномальных зон разуплотненного вещества с повышенной электропроводностью (астеносферный слой), расположенных под срединным хребтом ВТП, на глубинах около 40–50 км. С удалением от хребта глубина их расположения увеличивается до 100 км. Вероятность образования расплава на этих глубинах подтверждается тем фактом, что на этих горизонтах в результате пересечения кривой солидуса возможно формирование и адиабатический подъём вещества верхней мантии. Формирование и излияния расплава возможны и на меньшей глубине в условиях раздвига океанической коры и эффекта декомпрессии.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ:

- 1. Голубева Э.Д. Эволюция магматизма Тихого океана// Владивосток. Дальнаука. 2009. 132 с.
- Петрологические провинции Тихого океана// Говоров И.Н., Голубева Э.Д., Пущин И.К. и др. М.: Наука. 1996. 444 с.
- 3. **Batiza R., Oestrike R., Futa K.** Chemical and isotopic diversity in basalts dredged from the East Pacific Rise at 10°S, the fossil Galapagos rise and the Nasca plate //Marine geol. 1982. V. 49. N 1–2. P. 115–132.
- Hekinian R., Walker D. Diversity and spatial zonation of volcanic rocks from the East Pacific Rise near 21°N // Contr. Miner. Petrol. 1987. V. 96. P. 265–280.
- 5. Nolet G. Wortel V. Mantle upper Structure. The Enciclopedia of solid Earth. "Geophysics Series" Ed. D.E. James NY, 1989. P. 775–778.
- 6. Plate tectonic map of the Circum-Pacific region. Circum-Pacific council for energy and mineral resurces. Tulsa, Oklahoma, USA. 1981, 1982, 1984, 1987.
- Initial Reports of the DSDP: 1973. V. 17. 930 p; 1976.
  V. 34. 814 p.; 1980. 1977. V. 37. 1008 p; V. 54. 957 p.; 1992. V. 140. 408p.; 1992. V. 142. 786p.
- Puchelt H., Emmermann R. Petrogenetic implications of tholeiitic basalt glasses from the East Pacific rise and Galapagos spreading center //Chem. Geol. 1983. V. 38. P. 39–56.

# ГЕОДИНАМИКА АКТИВНОЙ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ ОКРАИНЫ (ПО ДАННЫМ СЕЙСМИЧЕСКОЙ ТОМОГРАФИИ)

### © 2011 г. В. А. Ермаков, Л. И. Гонтовая

Институт физики Земли PAH,ermak@ifz.ru Институт вулканологии и сейсмологии ДВО PAH, lecya@emsd.iks.ru

В докладе обсуждаются результаты сейсмотомографических исследований континентальной окраины (Камчатки), которые в последние годы стали важным элементом геофизических исследований. Полученные результаты позволяют увязать данные о строении и структуре коры и мантии с особенностями геологии и петрогенезиса и обсудить их связи с сейсмичностью, с характером движений, проверить реальность той или иной модели взаимодействия континентальной и океанической плит. На Камчатке методами сейсмотомографии изучены районы Центрально-Камчатской депрессии (далее ЦКД) и Восточной Камчатки (ВК), включая ее полуострова, и континентальный склон до желоба. Методика расчетов и некоторые результаты изложены [1, 6]. Названные районы характеризуются интенсивными современным вулканизмом и активными движениями на границах плит. Каковы эти движения и как они связаны с магматизмом?

В данной работе представлены горизонтальные и вертикальные сечения объемной скоростной модели, которые демонстрируют структуру скоростных неоднородностей (ΔVp) литосферы под ЦКД и ВК. На плановом изображении (рис. 1) дана структура коры и мантии этой территории на глубинах до 140 км. Из других материалов показаны несколько профилей: три продольных, вдоль структур ЦКД и ВК, и несколько поперечных, отражающих особенности глубоких структур от районов Камчатского Мыса до широты Мутновского вулкана, с востока площадь ограничена глубоководным желобом (рис. 2). На профили спроецированы лишь те землетрясения (с Ks  $\geq$  10), которые использовались в расчетах. Ширина полосы данных для каждого вертикального сечения, составляет ±10 км.

Кора и мантия разделяются границей Мохо с Vp = 7.5 км/с. Мощность коры  $\approx$ 50 км с вариациями от 35 до 70 км; максимальные мощности обнаруживаются под новейшими впадинами. Хотя мощность коры немного снижается к берегу океана, в ряде случаев она остается значительной и даже возрастает в связи с непрерывным переходом коры в аномальную литосферную мантию, например, в створе от Шивелуча к Хавывенской возвышенности и к Командорским островам или в районах Камчатского залива на глубинах моря в 4–6 км. Важно отметить "пробои" мантии, т.е. понижение мощности коры, как раз под самыми активными районами вулканизма (КГВ, р-н Кроноцкого влкана и др., – см. рис. 1 для 40–60 км). Максимальные глубины проявления зон пониженной скорости (**3ПС**) около 200–220 км. Происхождение этих зон может быть различным.

Наиболее крупные камчатские впадины (Хапиченская, Козыревская, Жупановская и др.) характеризуются большими мощностями моласс, но слабым или умеренным вулканизмом; хотя к их бортам, которые диагностируются по большим градиентам силы тяжести ( $\Delta \dot{g}$ ), тяготеют мощные вулканические центры. Впадины на определенном этапе их развития превращаются в арену широкого развития кальдер и кислого вулканизма [2-4] адинам соответствуют ЗПС как в коре, так и в мантийной литосфере. Эти особенности меняются в районах развития некомпенсированных впадин быстрого погружения в Кроноцком и Авачинском заливах[4]; под ними исчезает литосфера и резко сокращается мощность коры, хотя в смежных, СВ и ЮЗ участках и в более мористых районах континентального склона снова появляется литосфера (см. проф 1, 5 на рис. 2). На проф. 1 и 7 в районах Камчатского мыса и залива и стыка двух желобов кора литосфера прослежена от континентальной окраины до Командорских о-вов. На Шипунском п-ве ситуация иная. Столь большие различия структур восточных полуостровов и смежных с ними впадин противоречат представлению о единой Кроноцкой ОД, якобы причленившейся к Камчатке в конце миоцена. Сомнительно так же, что эта дуга подвергалась субдукционной эрозии, так как 2-км толща позднекайнозойских осадков, с участием и миоценовых отложений, во впадинах практически не деформирована [4].

Совместный анализ мощностей коры и **3ПС** (на рис. 1 и 2) показывает, что во всех районах, даже на континентальном склоне, может быть выделена континентальная литосфера (в мантии). Ее максимальные мощности и глубины (до 200 км) приходятся на пересечение с Ганальским массивом и ЮЗ частью Валагинского хребта; в других случаях мощность литосферы (совместно с корой) достигает 80км. Выявленная литосфера в отдельных работах выделялась ранее как астеносфера, однако, подобное толкование предполагало связь астеносфе-



**Рис. 1.** Горизонтальные сечения трехмерной модели земной коры и верхней мантии (в аномалиях Vp). *1* – региональные землетрясения: K<sub>s</sub> >13 (*a*), 11–13 (*b*), 10–11 (*b*); 2 – вулканы действующие (*a*) и потухшие (*b*), населенные пункты (*b*). Вулканы: Мтн- Мутновский, АКГВ – Авача-Корякская группа вулканов, Крм – Карымский, Крн – Кроноцкий, КГВ – Ключевская группа вулканов, Швл – Шивелуч, Опл – Опала, Ич – Ичинский. Соотношение аномалий с рельефом можно видеть на космоснимке (внизу справа); показаны также линии разрезов на рис. 2.

ры с наиболее активными вулканическими районами, а именно эта особенность наблюдается лишь в единичных случаях. С другой стороны, нельзя отрицать, что континентальная литосфера на глубинах мантии и в присутствии летучих может прогреваться и формировать локальную астеносферу. Однако подлинная астеносфера располагается над сейсмофокальной зоной или зоной субдукции в виде относительно узкой полосы мантии (ЗПС). Эта астеносфера появляется на плановых срезах на глубинах 80-120 км под активными вулканами, хотя и на этих уровнях сохраняются остатки литосферы (см. вертикальные разрезы в аномалиях ЗПС для волн Vp). Отметим также пятна **ЗПС** в самой СФЗ на глубинах 150-240 км, при этом ориентировка ЗПС разная, от крутонаклонных до субгоризонтальных, секущих СФЗ почти по нормали. Разделение континентальной литосферы и астеносферы представляет специальную и трудную задачу.

Сейсмофокальная зона (СФЗ) для Р-волн ярко проявлена как зона повышенной скорости (ЗПВ) и добротности на глубинах ≥80–100 км, но только в отдельных сечениях (через Кроноцкий и Карымский, Мутновский вулканы) она поднимается до подошвы коры. Уникальный случай наблюдается на поперечном профиле вулкана Шивелуч, где слэб (точнее, ЗПВ) с изгибом в противоположную, по отношению к основному падению СФЗ, сторону, пересекает кору. Этот изгиб можно было бы связать с обдукцией, если бы мы не знали, что вся система надвигов (шарьяжа) хр.Кумроч в этом районе смещалась к востоку, в сторону океана. В S-волнах характеристика СФЗ более сложная: ЗПВ менее интенсивны, а ЗПС развиты широко как в са-



**Рис. 2.** Вертикальные сечения трехмерной модели (в аномалиях скорости Vp). Положение профилей приведено на рис. 1. Землетрясения те же, что и на рис. 1. Пунктиром ограничены области с хорошим пространственным разрешением.

мой СФЗ, так и вдоль ее верхней границы, особенно ярко на профилях Мутновский и Авчинский (на рисунках не приводятся). Наконец, заметим, что в Р-волнах, участки ЗПВ широко развиты и вне СФЗ, в континентальном блоке как в мантии, так и континентальной коре. Если СФЗ на глубинах ≥50 км является границей континентальной и океанической мантии, то в коре в качестве ЗПВ эта граница прослеживается в исключительных случаях. Рисунок сейсмичности и распределение аномалий скорости показывают вероятность существования детачментов на глубинах 50-60 км и ≈90 км, по которым происходит смещение блоков коры в сторону желоба. Менее глубокий уровень разделяет СФЗ на две части: собственно СФЗ и сейсмический козырек коровой сейсмичности, что особенно ярко проявлено по землетрясениям на широтах Северной группы вулканов (проф. 2, 5, 6 на рис. 2). Второй

уровень проявлен лишь в КГВ. На горизонтальном срезе 100–120 км (см. рис. 1) прекрасно видны два крупнейших широтных линеамента (Щапинский и Толбачинско-Адриановский), которые были выделены по гравиметрическим данным (О.И. Супруненко, Г.П. Декиным) и позднее характеризованы нами в системе трансформных разломов, по которым происходит правостороннее смещение блоков консолидированного фундамента [3].

На глубинах верхней мантии от 40–80 до 100 км, при формировании астеносферы по литосфере, эта последняя с течением времени может быть преобразована в **ЗПВ**, те самые, которые мы наблюдаем под активными вулканическими районами. Более детально этот процесс рассмотрен на примере коры в КГВ (см. рис. 3). На рисунке в поле Р-волн показаны области вероятного скопления магмы под вулканами КГВ на глубинах от поверх-

ВУЛКАНИЗМ И ГЕОДИНАМИКА, Екатеринбург, ИГГ УрО РАН, 2011



**Рис. 3.** Горизонтальные сечения трехмерной модели земной коры в районе Ключевской группы вулканов (в аномалиях скорости Vp), построенные по вулканотектоническим землетрясениям. *1*- землетрясения; 2 – вулканы.

ности до 30-40 км в сечениях через 5 км. Видно, что поднимающаяся магма в нижней и средней коре использует систему ортогональных разрывов, а вверху (≤5–10 км), в связи с падением литостатического давления, по-видимому, формирует силлы и иные плоские залежи. Очаги магм залегают на следующих интервалах глубин: Ключевской -0-2.5, 5-7, 25-30-35 км; Безымянный - 7-10, 20-25 км; Пл.Толбачик - 10-12 км; зоны ареального вулканизма – 12–15 км. Наиболее интересной проблемой является природа смежных с очагами уплотнений. Отметим, что ЗПС и ЗПВ в участках залегания магмы в коре встречаются совместно и имеют антиподальный характер. т.е. формируются одновременно; из этого следует, что при продвижении магмы к поверхности происходит ее активное взаимодействие с корой. Возможно, что это - реакцииосушения вмещающей среды или проявление процессов ассимиляции и формирования реститов, либо метасоматоз, который протекает с уплотнением фаз. Некоторые петрологохимические и геофизические аспекты подобных преобразований рассмотрены [5, 7].

Предложена согласованная схема тектономагматического процесса на континентальной окраине, в котором СФЗ является источником, но не движетелем всего процесса. Ряд преобразований континентального клина приводит к формированию шарьяжной тектоники в тылу дуг в стиле П. Кропоткина. В магматизме значительная роль принадлежит преобразованиям и контаминации континентальной коры. Соотношения Камчатки и Алеутской дуги, спаянных континентальной корой, в наибольшей мере подвержены влиянию шарьяжей.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- 1. Гонтовая Л.И., Попруженко С.В., Низкоус И.В. // Тихоокеанская геология. Т. 27, № 2, 2008, с. 80–91.
- 2. Ермаков В.А., Цикунов А.Г., Черных Е.Н. Вулканология и сейсмология, 1984. № 4, с.50–66
- Очерки тектонического развития Камчатки. Москва, Наука, 1987, 248с.
- 4. Селиверстов Н.И. Сейсмоакустические исследования переходных зон. Москва, Наука, 1987. 113с.
- 5. Шарапов В.Н. // Геология и геофизика. 2005, т.46, № 5, с.459–470
- Nizkous I., Kissling E., Gontovaya L. et al. // Volcanism and Subduction: The Kamchatka Region Geoph. Monograph Ser. 172. Copy. 2007 by the AGU. P. 97–106.
- 7. **Sanchez Cela V. Densialite.** A New Upper Mantle. Earth University of Zaragoza (Spain). 2000. 261 p.

ВУЛКАНИЗМ И ГЕОДИНАМИКА, Екатеринбург, ИГГ УрО РАН, 2011

## ———— IV. 1. ВУЛКАНИЗМ ЗОНЫ ВЗАИМОДЕЙСТВИЯ ОКЕАН–КОНТИНЕНТ ————

# ВУЛКАНОГЕННЫЕ ПОЯСА ЯПОНОМОРСКОГО РЕГИОНА: ИНДИКАТОРЫ ПАЛЕОЗОН КОНТИНЕНТ–ОКЕАН

### © 2011 г. Л. А. Изосов, В. И. Чупрынин, К. Ю. Крамчанин, В. В. Анохин, А. А. Огородний, Н. С. Ли

Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичёва. 690041 Владивосток, izos@poi.dvo.ru

В пределах Япономорского региона, охватывающего Приморье, Северо-Восточный Китай, Корейский полуостров, Япономорскую впадину и Японские острова, имеются многочисленные PZ-MZ линейные вулканогенные зоны окраинноконтинентального типа. Наиболее крупными и протяжёнными из них являются близкие по строению Западно-Сихотэ-Алинский и Восточно-Сихотэ-Алинский вулканические пояса (Изосов, Коновалов, 2005; Вулканические пояса..., 1984; и др.). Первый из них обрамляет дорифейский Ханкайский остаточный массив (Смирнов, 1963; и др.), а второй развит по восточной периферии Восточно-Сихотэ-Алинской покровно-складчатой системы, консолидированной в юре – раннем мелу. В его строении участвуют позднемеловые-палеогеновые формации кислого, среднего и основного состава. Фрагменты Западно-Сихотэ-Алинского пояса могут быть намечены на Корейском полуострове, в Япономорской впадине и на Японских островах (Изосов, Коновалов, 2005).

В составе изученного нами Западно-Сихотэ-Алинского вулканогена выделяются следующие магматические формации:1) позднекембрийская гранит-риолитовая, 2) раннесилурийская – раннедевонская базальт-андезит-риолитовая (с ультрабазитовой ассоциацией), 3) позднедевонская раннекарбоновая базальт-андезит-дацит-риолитовая, 4) раннекарбоновая габбро-сиенит-трахириолитовая, 5) раннепермская риолит-андезитовая, 6) позднепермская базальт-риолит-андезитовая (с габбродиорит-гранитовой ассоциацией), 7) раннемеловая андезит-риолит-гранодиоритовая, 8) позднемеловая андезит-дацит-риолитовая.

Эти разновозрастные, но, в основном, стандартно построенные непрерывно дифференцированные серии довольно пестрого состава, как правило, относятся к известково-щелочной и щелочной сериям калиево-натриевой линии, и нередко отличаются повышенными содержаниями кремнезема, щелочей (калия и натрия) и глинозема. Несколько особняком в этом отношении стоит позднекембрийский гранит-риолитовый комплекс, представляющий собой образования "горячих точек". Плутонические фации в нем представлены редкометалльнофтористой разновидностью субщелочных гранитов и лейкогранитов, в которых калий господствует над натрием. Покровные и экструзивные вулканиты калиево-натриевой и калиевой (К<sub>2</sub>О до 5.49%) линий весьма высокоглиноземистые, сильно перенасыщены кремнеземом (до 78.4%), как и граниты, и отличаются резким дефицитом извести и магнезии. Известным исключением является также и раннесилурийско-раннедевонский комплекс, в котором довольно широкое распространение имеют натриевые вулканиты (спилиты, шальштейны и др.) и встречаются наиболее основные породы (трахибазальты и габброиды). Такие петрохимические особенности связаны с тем, что данная магматическая ассоциация накопилась в начальный этап среднепалеозойского рифтогенеза, когда происходила деструкция континентальной коры с разрывом ее сплошности, и – в результате – на поверхность поступали мантийные расплавы.

Характерной петрохимической особенностью палеозойских магматитов Западно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса является то, что около 30% из них обладают повышенной шелочностью. При этом среди последних выделяются: 1) щелочные (без фельдшпатоидов) разности – позднекембрийские трахириолиты, лейкогранитпорфиры и лейкограниты, раннедевонские трараннекарбоновые гранит-порфиры хириолиты, и сиениты, позднепермские трахиандезибазальты; 2) субщелочные породы – позднекембрийские ортофиры, раннесилурийские трахибазальты (с содержанием K<sub>2</sub>O до 4.78%), раннедевонские гранофиры, позднедевонские трахиандезибазальты, раннекарбоновые габброиды, ранне- и позднепермские трахиандезибазальты, раннемеловые трахиандезибазальты и ортофиры.

Для выявления формационной принадлежности всех вулканических комплексов Западно-Сихотэ-Алинского вулканогена, а также для определения его геодинамического типа была использована авторская методика Ю.И. Коновалова, основанная на классическом методе многомерной статистики – методе главных компонент (Изосов, Коновалов, 2005). На диаграмме ареал точек вулканитов Западно-Сихотэ-Алинского пояса практически совпал с трендом типичных комплексов окраинноконтинентальных поясов.

Большинство из названных формаций представляют собой вулканоплутонические ассоциации, в строении которых широко распространены кольцевые структуры различной иерархии. Они представлены вулканотектоническими опусканиями (полигенными депрессиями, кальдерами проседания и т.п.) и вулканогенно-интрузивно-купольными поднятиями (экструзивно-интрузивные купола, лакколиты и т.п.). Они чётко фиксируются на космофотоснимках различного масштаба и на картах геофизических полей. В частности, вулканогенноинтрузивные образованиями центрального типа впервые выделены нами в южном звене Западно-Сихотэ-Алинского пояса – на островах залива Петра Великого, которые отличаются исключительно хорошей обнажённостью (Изосов и др., 2008). Они являются типовыми структурами для выходящих в данном районе позднепермских габбробазальтовой (муравьёвской) и гранит-риолитовой (седанкинской) формаций.

Древний комплекс основания Западно-Сихотэ-Алинского вулканогена, имеющий блоковое строение, обнажается в пределах Ханкайского остаточного массива, где он представлен глубоко метаморфизованными архейско-нижнепротерозойскими кристаллическими породами (дорифейский фундамент) и верхнепротерозойско-среднекембрийскими карбонатно-терригенными толщами (активизированный чехол), на которых с резким угловым несогласием залегают позднекембрийский и раннесилурийский вулканические комплексы. Кроме того, в фундаменте пояса существенную роль играют батолиты ордовикских гранитоидов, которые в ряде случаев образуют тектонические покровы (Изосов, Мельников, 1988). Заложение локальных вулканогенных зон в пределах пояса контролировалось "сквозными" разломами фундамента северозападного и широтного простирания. Эти долгоживущие тектонически активные зоны, обусловившие поперечную зональность и внутреннее строение вулканогена, обычно выражаются мощными гравитационными и геоморфологическими аномалиями типа "над ступенью", а также четко фиксируются поясами интенсивной трещиноватости и роями даек. В своё время нами было высказано предположение (Изосов, 1977; Изосов, Чупрынин, 2009), о том, что структуры центрального типа формируются не только за счёт вертикальных движений (общепринятая точка зрения), но и в результате горизонтальных подвижек, связанных с развитием вращательного сдвига.

Позднее была предложена (Чупрынин, Изосов, 2011) гипотеза возникновения и вращения структур центрального типа при взаимодействии двух тектонических плит, которая основана на проявлении процессов закручивания при развитии сдвиговых систем (Ли Сы-гуан, 1958). Представим, что существуют две литосферные плиты (в рассматриваемом случае, Евроазиатская и Тихоокеанская), движущиеся относительно друг друга. Примем вначале, что одна плита 1 неподвижна, скорость её  $U_1=0$ , а вторая 2 находится под действием в общем случае распределенной в пространстве силы F, которую в каждой точке можно разложить на две составляющие: одна из них Т действует по касательной к границе плиты 1, а другая N по нормали к ней. Сила Т вызывает движение плиты в направлении, параллельном краю плиты 1 со скоростью  $U_2$ . Предполагается, что плиты погружены в менее вязкую среду: в рассматриваемом случае – в мантийное вещество. Неровные края плит при перемещении плиты 2, частичном соприкосновении ее с другой плитой и трении об нее могут обламываться и оставаться в пространстве между ними. Определённое количество обломков (блоков) может сохраниться с предыдущего этапа истории данной механической системы. Крупные обломки, сравнимые по размерам с зазором между плитами, могут сдерживать их более близкое схождение. При этом края таких блоков будут постепенно обламываться и округляться. В результате, плита 2 начинает, как бы катиться на этих округлённых обломках – эту модель в идеальном виде можно представить как объект, движущийся на "катках", "колёсах" и т.п.. Заметим, что если движется и плита 1 в направлении, параллельном своей границе, то и в этом случае описанный механизм может действовать при  $U_1 \neq U_2$ .

Из такой гипотезы вытекают два важных следствия: 1) на стыках тектонических плит могут формироваться локальные вращающиеся блоки, 2) вращающиеся блоки могут поступательно перемещаться в пространстве вдоль границ раздела плит. Кроме того, можно сделать и следующие выводы: 1. Первоначально при сближении плит и обламывании их краев возникают крупные обломки-блоки, а затем происходит обламывание неровностей краев уже этих блоков, и появляются более мелкие обломки: то есть, в данном случае возникает иерархия обломков по сильно различающимся размерам. 2. После возникновения "катков" и качения по ним плиты 2, сопротивление движению плиты 2 резко уменьшается, так как при взаимодействии боковых поверхностей плит сила трения скольжения сменяется на силу трения качения. 3. При формировании "катков" между плитами образуется переходная (пограничная) зона, которая ограничивается двумя разломами.

Можно полагать, что подложьем крупных тектонических плит является верхняя мантия, которая при их перемещениях должна вовлекаться в движение. При этом неизбежно будут возникать вихревые структуры типа литоциклонов и литоантициклонов (Мелекесцев, 1979). Первые могут провоцировать формирование депрессионных структур различной иерархии (в том числе, окраинных морей, вулканотектонических впадин и т.п.), а вторые – поднятий (в том числе, плюмов, вулканогенно-интрузивных куполов и т.п.).

Механизм приведения плиты 2 в движение (то есть, происхождение силы F) может быть связан с

крупными горизонтальными перемещениями тектонических масс, обусловленными ротацией Земли, конвекцией или приливными явлениями (Берсенев, 1964).

В обобщенном смысле здесь действует так называемый сдвиговый механизм, рассматриваемый обычно для гидродинамических сред, который возникает при поперечном градиенте скорости движения жидкости. В результате его действия в зоне максимальных градиентов скорости возникают закручивание и вихри. Так как скорости мантийного течения, вследствие увлечения плитами жидкого вещества могут существенно различаться, то это может порождать вихревые движения мантии в зонах взаимодействия литосферных плит, и других достаточно крупных тектонических блоков.

В металлогеническом отношении значительный интерес представляют магматические формации базитового ряда, несущие промышленное колчеданное полиметаллическое оруденение (Японские острова), и гранит-риолитовые ассоциации, с которыми связаны промышленные флюорит-редкометалльные и непромышленные урановые месторождения (Западно-Сихотэ-Алинский пояс), а также промышленные оловяннополиметаллические месторождения (Восточно-Сихотэ-Алинский пояс). Следует подчеркнуть, что базит-гипербазитовые ассоциации Западно-Сихотэ-Алинского пояса имеют определённые перспективы в отношении алмазоносности: 1) в связи с ними установлены коренные и россыпные проявления алмазов и их минералов-индикаторов, (Caxно, 1997; Изосов, и др., 2000а, б; и др.); 2) некоторые базит-гипербазитовые ассоциации имеют кимберлитовый петрохимический тренд (Говоров и др., 1997). Таким образом, для краевых вулканических поясов Япономорского региона характерна рудная и нерудная минерализация, свойственная как платформенным, так и океаническим формациям. Это, со своей стороны, подтверждает "пограничный" характер магматизма и рудообразования в исследованных структурах.

В данном регионе известны также локальные вулканогенные зоны, сложенные средне- и позднепалеозойскими вулканогенными и вулканогенноосадочными образованиями, а также раннемеловыми вулкано-плутоническими ассоциациями, которые могут представлять собой фрагменты "растащенного" в результате гималайского тектогенеза фрагментами Западно-Сихотэ – Алинского вулканического пояса (Изосов, Коновалов, 2005). К самому западному фрагменту этой структуры может быть отнесена Имджинганская зона Корейского полуострова с выходами девонских базитов и кератофиров (Геология..., 1993). Недостающий отрезок вулканогена был, вероятно, деформирован и разорван при раскрытии в миоцене Японского окраинного моря, и его фрагменты выступают в современной диспозиции на подводных возвышенностях Витязя, Алпатова и Ямато (Изосов, Леликов, 1992), а также на Японских островах, где выделяются средневерхнепалеозойские толщи кислых и средних вулканитов (Ehiro, Kanisawa, 1999; и др.) и раннемеловые вулкано-плутонические образования среднегокислого состава (Tsuchiya, Kanisawa, 1994).

В последние годы в связи с широким распространением концепции тектоники литосферных плит в значительной мере изменились и представления о происхождении вулканических поясов. Одним из основных прогрессивных методических приемов, основанном на формационном анализе, стала реконструкция палеогеодинамических обстановок. Существует несколько подходов к выделению, вулканических поясов, отражающих суть данной проблемы: 1. Обстановки: а) на границах литосферных плит, б) во внутренних частях самих плит. 2. Дивергентные и конвергентные обстановки, вне зависимости от места их проявления. 3. Обстановки океанических бассейнов, активных и пассивных окраин континентов, а также внутренних частей континентов.

При сближении (конвергенции) литосферных плит возникают субдукционные и коллизионные обстановки. В этих условиях коллизии происходит общее сжатие и поднятие рельефа, в результате чего формируются вулкано-плутонические окраинноконтинентальные пояса. В этих вулканогенах развиты крупные магматогенные своды и широко распространены стратовулканы, щитовые вулканы, вулкано-тектонические депрессии, кальдеры и экструзивные купола, а вулканические покровы отличаются пестрой фациальной зональностью.

Таким образом, формирование и развитие окраинно-континентальных полигенных вулканических поясов (Изосов, Коновалов, 2005; и др.) связано с взаимодействием континентальных и океанических плит. Они отмечают палеозоны перехода континент-океан, эволюционировавшие в течение длительного времени: каждая формация, входящая в состав того или иного вулканогена, фиксирует вспышку тектоно-магматической активности.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Берсенев И.И. Осевое вращение Земли как одна из причин геотектогенеза // Строение и развитие земной коры. М.: Наука, 1964. С. 194–200.
- 2. Вулканические пояса Востока Азии. М.: Наука, 1984. 500 с.
- Геология Кореи. Пхеньян: изд-во книг на иностр. яз., 1993. 663 с.
- Говоров И.Н. Благодарева С.Н., Журавлёв Д.З. Петрогенезис флюоритовых месторождений Вознесенского рудного района (Приморье), по данным Rb– Sr изотопии магматических и метасоматических пород // Тихоокеан. геология. 1997. Т. 16. № 5. С. 60–69.
- 5. Изосов Л.А. О комбинированных структурах Юго-

Западного Синегорья: тез. докл. XXIV науч.-техн. конфер. ДВПИ. Владивосток: НТО Горное, 1977. С. 12–13.

- Изосов Л.А., Мельников Н.Г. О чешуйчато-покровных структурах Западного Приморья // Тихоокеан. геология. 1988. № 6. С. 47–53.
- Изосов Л.А, Леликов Е.П. Средний палеозой Япономорского региона // Тектоника, энергетические и минеральные ресурсы Северо-Западной Пацифики". Ч.І. Хабаровск: ДВО РАН, 1992. С. 62–67.
- Изосов Л.А., Коновалов Ю.И., Емельянова Т.А. Проблемы геологии и алмазоносности зоны перехода континент-океан (Япономорский и Желтоморский регионы). Владивосток: Дальнаука, 2000а. 326 с.
- Изосов Л.А., Врублевский А.А., Коновалов Ю.И., Емельянова Т.А. Перспективы алмазоносности Востока Азии и окраинных морей // Тихоокеан. геология. 2000б. Т. 19. № 3. С. 78–96.
- Изосов Л.А., Коновалов Ю.И. Западно-Сихотэ-Алинский окраинно-континентальный вулканический пояс и его тектоническая позиция в Западно-Тихоокеанской зоне перехода континент-океан. Владивосток: Дальнаука, 2005. 315 с.
- 11. Изосов Л.А., Съедин В.Т., Емельянова Т.А., Кононец С.Н., Валитов М.Г., Крамчанин К.Ю. Новые данные по магматическим комплексам острова Попова и некоторые проблемы геологии залива Петра Великого // Современное состояние и тенденции изменения природной среды залива Петра Великого Японского моря. М.: ГЕОС, 2008. С. 355–378.

- Изосов Л.А. Чупрынин В.И. Фундаментальная проблема геотектоники: соотношение вертикальных и горизонтальных движений: Матер. международн. конфер.: М.: ГЕОС, 2009. С. 238–232.
- Ли Сы-гуан. Вихревые и другие проблемы, относящиеся к сочетанию геотектонических систем Северо-Западного Китая. М.: Госгеолтехиздат, 1958. 129 с.
- Мелекесцев И.В. Вихревая вулканическая гипотеза и некоторые перспективы её применения // Проблемы глубинного вулканизма. М.: Наука, 1979. С. 125–155.
- 15. Сахно В.Г., Матюнин А.П., Зимин С.С. Курханская алмазоносная диатрема Северной части Ханкайского массива: строение и состав пород // Тихоокеан. геология. 1997. Т. 16. № 5. С. 46–59.
- Смирнов А.М. Сочленение Китайской платформы с Тихоокеанским складчатым поясом. М.: Наука, 1963. 157 с.
- Чупрынин В.И., Изосов Л.А. Формирование и движение структур центрального типа при взаимодействии литосферных плит // Современное состояние наук о Земле. Матер. международн. конфер., посвящённой памяти В.Е. Хаина. М.: изд-во МГУ. С. 2043–2045.
- Ehiro M, Kanisawa S. Origin and evolution of the South Kitakami Microcontinent during Early–Middle Palaeozoic // IGGP 321 Final Results Volume. Rotterdam: A.A. Balkema Publischers, 1999. P. 283–295.
- Tsuchiya N., Kanisawa S. Early–Cretaceous Si-rich silicic Magmatism by stab melting in the Kitakami Mountains, northeast Japan // Journ. Geophys. Research. 1994. V. 99. N B.11P. 22.205–22.220.

## ———— IV. 1. ВУЛКАНИЗМ ЗОНЫ ВЗАИМОДЕЙСТВИЯ ОКЕАН–КОНТИНЕНТ 🛛 —

# РАЗЛОМНАЯ СИСТЕМА, КАЙНОЗОЙСКИЙ ВУЛКАНИЗМ И СЕЙСМОАКТИВНЫЕ ЗОНЫ ЮЖНОГО ПРИМОРЬЯ (ЯПОНОМОРСКОЕ ЗВЕНО ЗАПАДНО-ТИХООКЕАНСКОЙ ЗОНЫ ПЕРЕХОДА КОНТИНЕНТ–ОКЕАН)

## © 2011 г. Л. А. Изосов, Е. А. Бессонова, К. Ю. Крамчанин, В. В. Анохин, Н. С. Ли, А. А. Огородний

Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичёва ДВО РАН, Владивосток, izos@poi.dvo.ru

Разломная тектоника Япономорского звена (ЯЗ) определяется тем, что оно расположено в транзитной зоне континент-океан, где активно протекали как древние, так и современные субдукционные процессы (Изосов и др., 2000). При этом происходила переработка и обновление одних дизъюнктивов и наложение на них других, более поздних разрывов - то есть, своеобразная "интерференция" разновозрастных полей тектонических напряжений. И, тем не менее, здесь довольно уверенно могут быть намечены главные разрывные структуры ввиду того, что они обычно имеют мантийное заложение и магмоконтролирующий характер, обладают высокой подвижностью и зачастую сейсмоактивны.К разломам данного типа, в первую очередь, относятся мощные тектонические швы, разделяющие крупные структурно-формационные зоны: платформы и покровно-складчатые области.

В пределах рассматриваемого отрезка транзитной зоны континент-океан развиты две главнейшие системы долгоживущих разломов - близширотная ("азиатская") и северо-северо-восточная перипаци-фическая ("тихоокеанская"), которые легко распознаются на космоснимках и выделяются на картах геофизических полей. Главные из них образуют полигональную линеаментную сетку, контролирующую проявления разновозрастных кимберлитов, в том числе, и алмазоносных (Кушев, Тюленев, 1988). Близширотные разломные зоны огибают с севера и юга платформенные блоки, а северо-восточные разграничивают платформенные участки и наложенные впадины. Разломы "тихоокеанского" направления образуют две гигантские сквозные системы Таньлу и Срединную Тектоническую линии Японии (Xu et al., 1987).

Конечно, вопрос о существовании дизъюнктивов подобного типа может вызвать различного рода сомнения, которые в ряде случаев кажутся оправданными. В самом деле, трудно представить, что разломы, например, близширотные, прослеживаются на огромные расстояния – это при том, что в зоне перехода континент–океан установлены крупномасштабные сдвиги. Нельзя исключать ошибочную корреляцию отрезков, принадлежащих различным разрывам и совмещенным как раз в результате проявления сдвиговой тектоники. Здесь надо иметь в виду, что наиболее мощные горизонтальные движения масс происходили в верхних структурных этажах – в частности, в платформенном чехле (Смирнов, 1963). В то же время, блоки кристаллического фундамента, скорее всего, "работали" по типу клавиш, формируя грабены и горсты. И лишь в зонах развития крупнейших сдвиговых систем и коренной структурной перестройки коры значительные по площади участки фундамента могли быть перемещены на большие расстояния.

Приуроченность эпицентров коровых и глубокофокусных землетрясений в Приморье к определенным линеаментам и линейным гравитационным аномалиям типа "над ступенью" позволила выявить в этом регионе сейсмоактивные разломы, которые намечены также в Японии и Северо-Восточном Китае (Изосов и др., 2000).

Наиболее крупной в Япономорском и Желтоморском регионах разрывной структурой близширотного простирания является Северо-Яньцзинский (по М.Г. Органову, 1960 г.; Изосов, Мельников, 1988) или Чонли-Чэндэ (Цинтун, 1992) шов, ограничивающий с севера Сино-Корейскую параплатформу, и, по-видимому, продолжающийся на острове Хоккайдо. Система разломов, к которой принадлежит дизьюнктив, является древнейшей в Восточной Азии: вдоль нее уже в раннем архее формировались вулканические пояса, разделявшие зоны гранитообразования (Анализ..., 1979).

Северо-Яньцзинский шов, проходящий на широте г. Артем, выделяется, в первую очередь, по серии мощных линейных градиентов гравитационного поля, которые здесь резко меняют простирание от северо-восточного до широтного. Аналогичный поворот совершает и линия главного водораздела горной страны Сихотэ-Алинь. Восточный фрагмент Северо-Яньцзинского шва (Маргаритовский разлом), судя по интерпретации среднемасштабных гравиметрических и магнитометрических карт, является сквозной глубинной структурой, разделяющей блоки гранитоидного и гранодиоритдиоритового состава (соответственно, к северу и югу от него). На схеме дешифрирования линеаментов (космоснимки ERTS-1) этот дизьюнктив отнесен к рангу главнейших разломов, структурных швов и сквозных зон Приморья (Анализ..., 1979).

Результаты гравитационного моделирования земной коры юга Дальнего Востока, основанные на использовании сейсмических разрезов по данным ГСЗ (Брянский, 1992), показали, что в Южном Приморье происходит также широтный разворот линейной зоны разуплотнения, который подчеркивает структурную и вещественную обособленность блока Южного Сихотэ-Алиня. В этом блоке установлена мощная широтная зона "базификации" с аномальными (повышенными) значениями вертикального градиента плотности.

Западный фрагмент Северо-Яньцзинского разлома, хорошо изученный в приграничной провинции Цзилинь КНР (Regional Geology..., 1989), выражен транслитосферной ослабленной зоной, мощность коры в которой оценивается по гравиметрическим и сейсмологическим данным в 36–46 км.

Вдоль зоны Северо-Яньцзинского шва Л.А. Изосовым на космоснимках масштаба 1:1000000, а О.Г. Старовым на крупномасштабных аэрофотоснимках отдешифрированы серии чешуй, вероятно, наклоненных на север. Кроме того, в бортах Угловской мезо-кайнозойской депрессии, расположенной в пределах данной разломной зоны, установлены (Мельников, Изосов, 1990) пакеты палеозойских и мезозойских аллохтонных пластин, перекрывающие угленосные отложения. Отдельные разломы, составляющие шов, наблюдались в 1991 г. Л.А. Изосовым и В.Л. Безверхним на северной окраине пос. Артемовский. Здесь в полотне и бортах карьера на протяжении 300 м вскрывается тектоническое нарушение мощностью около 30 м. образованное тремя сближенными зонами милонитизации и дробления пород, сложенными пестроцветными пластичными глинами и тектонической мукой, в которую погружены обломки катаклазированных кембрийских гранитов (K-Ar возраст - 537 млн. лет). Мощность зон милонитизации и дробления пород – 0.1–1.2 м, аз.пад. 180– 210°, углы падения – 70–80°, иногда – 15°. В ряде случаев разрывы залечены ветвящимися дайками и жилами диабазов и микродиоритов мощностью от 1-5 см до 5 м (аз. пад. 180-200°, углы падения -28-60°. Магматиты интенсивно трещиноваты, раздроблены и развальцованы. В массивных гранитоидах отмечено ярко выраженное зеркало скольжения: аз. падения. 130°, угол 5°; простирание тектонических штрихов - аз.0-10°). Судя по характеру тектонических борозд и уступов, подвижки в данном случае происходили в южном направлении. Таким образом, Северо-Яньцзинский шов, скорее всего, относится к дизъюнктивам взбросо-надвигового типа. Весьма примечательной особенностью этой структуры является ее повышенная сейсмическая активность. На территории Приморья и Северо-Восточного Китая к ней приурочены эпицентры коровых и глубокофокусных землетрясений, магнитуда которых достигает 6-7.5 (Structural.map., 1989).

Главной структурой тихоокеанского направления является разломная зона Таньлу (Xu et al., 1987), которая представляет собой серию левых сдвигов (30 главных разломов) и прослеживается вдоль края Азиатского материка от Южно-Китайского до Охотского моря на расстояние около 5000 км при ширине 850–1000 км. Зона Таньлу (Николаев, 1992) отличается очень высокой сейсмической активностью на всем своем протяжении, в особенности, на южном фланге.

Система Таньлу имеет сложное внутреннее строение и выглядит как система ветвящихся разломов. Очевидно, здесь мы сталкиваемся с развивавшимся в течение длительного времени структурным ансамблем, который сформировался в результате суммарного проявления разновозрастных тектонических движений с различными геодинамическими характеристиками. Так, в Приморье в системе северо-восточных и северо-северо-восточных разломов, помимо наиболее ярко выраженных позднемеловых сдвигов, предполагаются (Изосов, Мельников, 1988) мощные позднемезозойские надвиги, с которыми нередко связаны офиолиты.

Срединная Тектоническая линия Японии (МТЛ), проходит параллельно континентальной окраине и тянется на расстояние 6500 км при ширине 200– 300 км от Тайваня до Камчатки. Она представляет собой (Xu et. al., 1987) пологую разломную структуру с горизонтальной линейностью зон милонитов и катаклазитов и разделяет Юго-Восточную Японию на внутренний и внешний тектонический пояса. Дугообразный изгиб зона приобрела в миоцене в связи с раскрытием Японского моря.

Примечательно, что, невзирая на практически постоянную высокую мобильность зоны перехода континент-океан, "тихоокеанские" дизъюнктивы сохранились и в современной суперпозиции. Это, конечно, указывает на глубинное заложение данных разрывов, которым и обусловлена их "сквозьструктурность" и сейсмоактивность

В Южном Приморье активно проявился кайнозойский вулканизм: развитая здесь неогеновая щелочно-базальтоидная формация образует обширные вулканические поля, где установлены многочисленные вулканические аппараты центрального типа (Изосов и др., 2000). Щелочные базальтоиды базанитовой серии, излияние которых происходили в рифтогенных зонах в процессе неогеновой активизации Ханкайского кристаллического массива ы связи с раскрытием Японского моря (Мельников, Изосов, 1990), образуют в различной степени денудированные вулканические постройки (экструзии, трубки взрыва и дайки), которые размещены в бортах кайнозойских угленосных депрессий. В общем, для данного региона характерны трещинные излияния толеитовых базальтов, сформировавших такие крупные вулканические плато, как Борисовское и Шкотовское на

юге Приморья. Основными типами этих базальтоидов являются нефелиновые, лейцитовые и полевошпатовые. Наиболее распространены в субвулканических телах, экструзивах и дайках нефелиновые базальты. Весьма характерной чертой всех щелочных базальтоидов является присутствие в их основной массе кали-натрового полевого шпата. По минеральному составу среди пород данной формации могут быть выделены: лимбургиты, лейцитовые анкаратриты лимбургитовой фации, пикриты, анкаратрит-пикриты, анкаратриты, нефелиновые базаниты, нефелиновые базальты, трахидолериты, эссексит-долериты. По петрохимическим особенностям щелочные базальтоиды Южного Приморья разделяются на две группы: калиевую (лейцитовую) и натриевую (нефелиновую).

Многочисленные вулканические центры, сложенные подобными щелочными базальтоидами, установлены и в приграничных районах Северо-Восточного Китая (Regional.Geology..., 1989). В окрестностях г. Лаохэйшань прослеживается западная часть Борисовского плато, в пределах которой развиты плиоцен-раннечетвертичные базальты. Проблема возраста рассматриваемых платобазальтов является, по-видимому, более сложной, чем это представлялось ранее: их излияния происходили пульсационно в течение неогенчетвертичного времени. По данным китайских геологов выделены следующие возрастные интервалы (изотопный метод) формирования базальтов: миоцен (13.4 млн. лет), плиоцен (4.12; 7.73; 11.3 млн. лет), раннечетвертичный (2.60 ± 0.29 млн. лет), среднечетвертичный (0.21 ± 0.04; 0.442 ± 0.015; 0.66 ± 0.015 млн. лет), позднечетвертичный и голоценовый (Regional..., 1989). Кайнозойские базальтоиды происходят из верхней мантии, судя по присутствию в них многочисленных глубинных ксенолитов ультраосновных пород. Весьма примечательно, что в Япономорской котловине в результате многолетних исследований сотрудников Тихоокеанского океанологического института выявлены обширные по площади ареалы кайнозойских (миоцен-голоценовых) щелочных базальтов (Съедин, 1987; и др.), которые залегают на коре различного типа: континентальной и субконтинентальной, а также на коре, лишенной "гранитного слоя" (глубоководные котловины). Проявления плиоценчетвертичного калиевого щелочного базальтоидного вулканизма приурочены к жестким блокам, относящимся к Сино-Корейскому щиту, и имеют сиалическую геохимическую специализацию - это обусловлено заложением данного вулканогенного ареала на окраине Азиатского континента. Таким образом, щелочно-базальтоидный вулканизм продолжался с раннего миоцена и вплоть до голоцена, что свидетельствует об активной тектонической обстановке, существовавшей в это время рассматриваемом регионе.

Прибрежная акватория Южного Приморья (залив Петра Великого) представляет большой теоретический интерес, как область, расположенная непосредственно в краевой части Япономорского звена Западно-Тихоокеанской зоны перехода континент– океан (Изосов и др., 2008). В 2004–2010 гг. в результате детальных геомагнитных исследований этого района Е.А.Бессоновой получены новые данные, позволяющие по иному рассматривать основные вопросы геологии, тектоники и геодинамики на стыке континентальных и окраинно-морских структур.

Аномальное магнитное поле (АМП) западной части прибрежной акватории залива Петра Великого (Амурский залив) неоднородно. Оно характеризуется сглаженной отрицательной аномалией, а расположенные восточнее острова и акватория – положительными магнитными аномалиями; отличается мозаичным строением и высокими амплитудами. Простирание аномальных зон – северо-восточное, согласно общему простиранию современных геологических структур обрамления Амурского залива. Положительные и отрицательные магнитные аномалии, имеют независимую друг от друга структуру, и обусловлены различными источниками.

Количественная интерпретация АМП проведена в двумерном варианте с использованием данных о магнитных свойствах магматитов островных территорий, которые получены на основании 9291 измерения магнитной восприимчивости (æ) в естественных обнажениях и лабораторных измерениях намагниченности ориентированных образцов. В результате сделан вывод о том, что морфология, интенсивность и природа положительных магнитных аномалий, занимающих значительные площади на юго-востоке акватории Амурского залива, связаны с позднепермскими вулканоплутоническими образованиями основного состава, и определяется генезисом и особенностями размещения геологических тел с различными содержаниями минералов магнетитового ряда. Нижняя кромка аномалиеобразующих объектов расположена на глубине 0.6-2 км. Мозаичная структура положительных аномалий обусловлена морфологическими особенностями верхней кромки аномалиеобразующих тел и неравномерным характером распределения намагниченности.

Можно полагать, что источником отрицательной протяжённой магнитной аномалии Амурского залива являются вулканогенно-интрузивные образования раннего миоцена, вектор намагниченности которых противоположен современному. При этом нижняя кромка аномалиеобразующих тел расположена на глубине не менее 5 км. Следует подчеркнуть, что в континентальном обрамлении Амурского залива активно проявлен раннемиоценовый– плиоценовый основной, реже кислый магматизм: здесь широко распространены вулканические покровы, входящие в состав славянской толщи, зайсановской и шуфанской свит. По-видимому, они имеют мощные корневые (интрузивные) зоны, которые и выражаются в АМП данного района. Рассматриваемая территория в миоцене-плейстоцене отличалась очень высокой тектонической активностью, о чём свидетельствует наличие в этом районе многочисленных кайнозойских (часто угленосных) депрессий, выполненных молассовыми отложениями.

Указанные особенности геологии Южного Приморья и прибрежной акватории связаны с гималайским тектогенезом, в результате которого произошло раскрытие Японского окраинного моря (Мельников, Изосов, 1990). Тектоно-магматическая активность в Япономорском регионе проявляется вплоть до настоящего времени, что привело, в частности, к развитию четвертичного и современного вулканизма и к катастрофическим землетрясениям.

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Анализ космических снимков при тектоно-магматических и металлогенических исследованиях. М.: Наука, 1979. 164 с.
- Берсенев И.И., Липкин Ю.С., Сигова К.И. Разломы котловины Японского моря // Геология дна Японского и Филиппинского морей. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1978. С. 99–116.
- Брянский Л.А. Плотностная структура земной коры и верхней мантии Советской части Азиатской окраины: проблемы и результаты гравитационного моделирования // Проблемы тектоники, минеральные и энергетические ресурсы Северо-Западной Пацифики. Хабаровск: ДВО АН СССР, 1992, 4.1. С. 9–18.
- 4. Изосов Л.А., Мельников Н.Г. О чешуйчато-

покровных структурах Западного Приморья // Тихо-океан. геология, 1988. N 6. С. 47–53.

- Кушев В.Г., Тюленев А.Е. Петрохимия и закономерности размещения щелочно-базальтоидных комплексов Приморья и Приамурья // ДАН СССР, 1988, Т. 298, N 1. С. 170–173
- Мельников Н.Г., Изосов Л.А. Кайнозойские тектонические покровы и перспективы угленефтегазоносности Приморья // Геотектоника, 1990, N 3. С. 80–87.
- Николаев В.В. Таньлу-Курский разлом: структура фундамента и сейсмичность // Проблемы тектоники, минеральные и энергетические ресурсы Северо-Западной Пацифики. Хабаровск: ДВО АН СССР, 1992. Ч. 2. С. 81–92.
- Смирнов А.М. Сочленение Китайской платформы с Тихоокеанским складчатым поясом. М.: изд.-во АН СССР, 1963. 157 с.
- 9. Съедин, В.Т. Формационно-геохимические типы кайнозойских базальтоидов Японского моря // ДАН СССР. 1987. Т. 296. № 6. С. 1441–1446.
- Цинтун Е. Размещение запасов цветных и благородных металлов в Северо-Восточном Китае и их металлогенические характеристики// Тектоника, энергетические и минеральные ресурсы Северо-Западной Пацифики. Хабаровск, 1992. Ч. 2. С. 21–25.
- Regional Geology of Jilin province // Geological memoirs. Beijing, Geol. Publ. House, 1989, ser. 1. N 10. P. 621–698.
- Structural map of Jilin Province. Scale 1:1 000 000// Burean of Geol. and Miner. Recour. of Jilin Province. Beijin: Geol. Publ. House, 1988.
- Xu Jiawei, Zhu Guang, Tong Weixing, Sui Kerei and Liu Qing. Formation and evolution of the Tancheng Lujiang wrench fault system to the north-west of Pacific ocean // Tectonophysics, 1987. V. 134. N 1. P. 273–310.

—— IV. 1. ВУЛКАНИЗМ ЗОНЫ ВЗАИМОДЕЙСТВИЯ ОКЕАН–КОНТИНЕНТ 🛛 ==

# РАННЕПАЛЕОЗОЙСКИЕ ВУЛКАНИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ ЮЖНОГО УРАЛА: ПЕТРОЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ, ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ РЕКОНСТРУКЦИИ

## © 2011 г. А. М. Косарев

Институт геологии УНЦ РАН, Уфа, amkosarev@mail.ru

В раннепалеозойское время Южный Урал проходил континентально-рифтогенную и океаническую стадии своего развития.

Наиболее низкое положение в разрезе палеозоя занимают континентально-рифтогенные формации кембро-ордовикского возраста. Именно в это время идут рифтогенные процессы, ход которых, по мнению большинства исследователей, привел к спредингу Европейско-Азиатской плиты и к образованию уже в среднем ордовике океанической коры [Тектоника Урала, 1977, История развития Уральского палеоокеана, 1984]. Наибольшим распространением грабеновые формации, относимые к кембрию и раннему ордовику пользуются в Сакмарской зоне в Медногорском рудном районе. В этом районе изучен медногорский вулканический комплекс, датированный кембрием фауной конодонтов [Пучков, 2000] и глыбами археоциатовых известняков.

В Эбетинской антиформе, расположенной на южном продолжении Уралтауской зоны в Северных Мугоджарах в виде последовательно залегающих тектонических пластин [Самыгин и др., 2005] обнажены вулканогенный островодужный лушниковский (V) и континентально-рифтогенный вулканогенно-терригенный эбетинский (O1) комплексы.

В северо-восточной части Восточно-Уральского палеовулканического пояса на Южном Урале в районе города Троицка обнажен троицкий вулканический комплекс [Лазарев, 1977]. По комплексной макрофауне [Васянов, 1965, Мамаев, 1967] возраст троицкого комплекса определен как О<sub>2</sub> или О<sub>2–3</sub>.

Медногорский палеовулканический комплекс (Є-О<sub>1</sub>) представлен базальтами умереннощелочной серии. В субщелочных базальтах медногорского комплекса установлены повышенные концентрации TiO<sub>2</sub>, MnO, FeO<sup>x</sup>, K<sub>2</sub>O+Na<sub>2</sub>O, Zr, Nb, умеренные - Cr, Ni, Co. Снизу-вверх по разрезу и к завершающим габбро-сиенитам возрастают концентрации Hf, Zr, Nb, La, отношения Ni/Co (0.45–1.35), La/Yb (1.8–3.2–18.49), которые фиксируют тренд повышеня щелочности. На спайдердиаграммах медногорского комплекса выделяется два типа базальтов: толеитовые - единичные и субщелочные преобладающие. По суммарной щелочности (4.35-6.8%) вулканиты относятся к умеренно-щелочной

серии натриевого типа, с высокой железистостью (FeO + Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> - 13.15-18.7%), умеренной магнезиальностью (MgO - 3.7-5.4%) изредка достигающей 8%. Весьма характерны повышенные концентрации TiO<sub>2</sub> (в среднем около 2%, достигают – 3.25%), MnO (среднее 0.92%), Zr (128-142 т/т) и Nb (6.6-7.5 г/т), по сравнению с базальтами N-MORB, умеренные и низкие концентрации Cr (12–118 г/т), Ni (17-54 г/т), умеренные - Со (38-48.8 г/т). На диаграмме TiO<sub>2</sub> - K<sub>2</sub>O составы долерито-базальтов медногорского комплекса располагаются в поле умереннокалиевых траппоидов норильской (пермского возраста) вулканической серии [Альмухамедов, Медведев, 1986]. По соотношения MnO-TiO<sub>2</sub>-P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> и Zr-Ti-Y и по приведенным геохимическим характеристикам базальты медногорского комплекса относятся к внутриплитному типу.

Лушниковский палеовулканический комплекс (V) слагает основание, на котором мог развиваться кембро-ордовикский вулканизм. По данным Ю.В.Карякина [Самыгин и др., 2005] вулканиты лушниковского комплекса относятся к островодужным образованиям, слагая фрагмент доордовикской (вендской) островной дуги. По нашим данным базальты лушниковского комплекса имеют резко натриевый (Na<sub>2</sub>O – 6.8%) низкокалиевый (К<sub>2</sub>О – 0.1%) субщелочной состав. На спайдердиаграммах хорошо проявлены негативные геохимические аномалии Nb и Zr, что характерно для островодужных образований. Скорее всего, выплавление исходных магм лушниковского комплекса происходило при невысоких Р<sub>н20</sub> и небольших объемах флюидной фазы.

Эбетинский комплекс представлен эффузивными телами, залегающими среди терригенных отложений нижнего ордовика, представленных кварцевыми и существенно кварцевыми полимиктовыми песчаниками [Самыгин и др., 2005]. Вулканиты эбетинского комплекса изучены нами в урочище Култавасай, где они представлены трахибазальтами и трахитами. Базальты представлены двумя типами: 1 – титанистые базальты повышенной щелочности (Na<sub>2</sub>O – 4.24%, K<sub>2</sub>O – 0.1%) натриевого типа, магнезиальные (MgO – 8.2%), с умеренными содержаниями Cr (238 г/т), Ni (99 г/т) и Co (56.4 г/т), умеренно низкими концентрациями Nb (6.4 г/т), Zr (80 г/т), Y (23 г/т), U (0.16 г/т), Th (0.58 г/т). Значение отношения La/Yb составляет 3.98; 2 – высокотитанистые (TiO<sub>2</sub> – 2.5%) щелочные базальты (фонотефриты) с суммой K<sub>2</sub>O + Na<sub>2</sub>O – 8.73%, сохраняется натриевая специфика (Na<sub>2</sub>O – 6.85%, K<sub>2</sub>O – 1.88%), но при высоком содержании калия; повышенные концентрации, по сравнению с предыдущими базальтами, имеют элементы КИР, B3И, P3Э: содержания Nb достигают 11.9 г/т, Zr – 213 г/т, La – 24.2 г/т, Yb – 4.56 г/т, La/Yb отношение имеет значение 5.3. Базальты в координатах SiO<sub>2</sub> – K<sub>2</sub>O+Na<sub>2</sub>O располагаются в поле нормальной щелочности и в поле щелочных пород.

Вулканиты троицкого комплекса обладают повышенной щелочностью, варьируя от нормально щелочных до субщелочных и щелочных типов при натриевом и калиево-натриевом типах щелочности. Они характеризуются умеренными и высокими содержаниями TiO<sub>2</sub>; умеренной железистостью и магнезиальностью, повышенной глиноземистостью. По соотношениям MnO, TiO<sub>2</sub>, P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> значительная часть фигуративных точек базальтов троицкого комплекса входит в ассоциацию базальтов океанических островов. По геохимическим материалам для базальтов троицкого комплекса установлены повышенные концентрации элементов КИР, Zr, при широком диапазоне колебаний содержаний Та, Nb, Y, U, Th, La, Ce и при относительно стабильных умеренных содержаниях Yb и других ТРЗЭ [Бочкарев, Язева, 2000, Салихов, 2004]. По сравнению с базальтами медногорского комплекса в троицких базальтах очевидны повышенная калиевость и более высокие концентрации элементов КИР, U, Th и пониженные концентрации MnO.

На спайдердиаграммах порода/N-MORB в вулканитах троицкого комплекса довольно четко проявился ниобиевый, иногда циркониевый и иттриевый минимумы при положительных аномалиях элементов КИР, U и Th, что с одной стороны свидетельствует о деплетированности мантийного субстрата и, возможно, островодужном уклоне, с другой стороны о вероятной обогащенности зоны магмообразования элементами КИР.

Таким образом, вулканизм стадии континентального рифтогенеза на Южном Урале характеризуется наличием возрастной и геохимической зональности. В Сакмарской и на южном продолжении Уралтауской зоны возраст вулканитов варьирует от кембрия до раннего ордовика, а в Восточно-Уральской зоне имеет средне-верхне (?) ордовикский возраст. В Сакмарской зоне вулканиты стадии континентального рифтогенеза обладают натриевой спецификой и заметно обогащены марганцем, что вписывается в тип плюмовых базальтов. Большой интерес представляет лушниковский островодужный комплекс вендского возраста [Самыгин и др., 2005], возможность присутствия которого необходимо учитывать при интерпретации геохимических материалов по раннепалеозойскому вулканизму.

Вулканизм океанической стадии проявилв Сакмарской, Вознесенско-Присакмарской, ся Арамильско-Сухтелинской, в меньшей мере, реликты океанических комплексов присутствуют в Восточно-Уральской и Зауральской зонах. Базальты океанической стадии принадлежат толеитовой и умеренно-щелочной сериям. Наиболее представительны фрагменты разрезов океанической стадии известны в Сакмарской зоне [Вулканизм ..., 1992, Серавкин, Родичева, 1990, Рязанцев и др., 2005], где они слагают баулусскую и кураганскую свиты (О<sub>2-3</sub>) [Стратиграфия и корреляция ..., 1993] и поляковскую свиту в Вознесенско-Присакмарской зоне Магнитогорской зоны. В последней разработана стратиграфия, базирующаяся на конодонтовой фауне, что позволяет целенаправленно изучать состав датированных вулканитов. Хорошо сохранившиеся фрагменты вулканических разрезов ордовиксилурийского возраста выделены в поляковскую  $(O_2)$ , дергаишскую  $(O_2 - S_1)$ , губерлинскую  $(O_2?)$ , сакмарскую (S<sub>1</sub>-D<sub>1</sub>) свиты и толщи [Иванов и др., 1989, Стратиграфия и корреляция ..., 1993, Аристов и др., 2005, Борисёнок и др., 1998, Борисёнок, Рязанцев, 2005].

Баулусский вулканический комплекс (О<sub>2-3</sub>). По петрохимическим и геохимическим материалам (K<sub>2</sub>O+Na<sub>2</sub>O 3.95-5.42%) основные вулканиты баулусского комплекса относятся к толеитовой и субщелочной сериям, основным типом пород которых являются оливинсодержащие базальты [Серавкин, Родичева, 1990, Рязанцев, Борисёнок и др., 2005]. По соотношениям относительно инертных компонентов Ті, Zr, Cr, Y преобладающая часть базальтов принадлежит океаническому типу, с умеренными концентрациями TiO<sub>2</sub> (1.03–1.77%, изредка до 2.25%). Большинство базальтов имеет характеристики толеитовой серии с плоскими или слегка выпуклыми, восходящими от ЛРЗЭ к СРЗЭ и полого нисходящими к ТРЗЭ графиками порода/ хондрит, свидетельствующим о слабом дефиците ЛРЗЭ. Нередко слабо обозначена негативная аномалия Eu, свидетельствующая о некотором фракционировании плагиоклаза. На спайдердиаграммах порода/NMORB ТРЗЭ и СРЗЭ, Ті, Ү, Zr аналогичны NMORB. В ряде случаев проявлены слабые негативные аномалии Nb и положительные Sr, K, Rb, Ba, что можно рассматривать как признак наличия в химизме базальтов островодужного уклона. По сравнению с базальтами кембрийскораннеордовикского возраста в базальтах баулусского комплекса обнаружено заметное возрастание количеств Cr и понижение – Mn, Zr, Ti, Nb, Y, что фиксирует тренд эволюции составов базальтов от обогащенных траппоидов к океаническим базальтам.

Поляковский вулканический комплекс расположен в северной части Вознесенско-Присакмарской зоны Магнитогорской мегазоны. По результатам предшествующих исследований [Фролова, Бурикова, 1977, Серавкин, Знаменский, Косарев, 2003], в пределах Поляковского широтного пересечения выделяется Западная и Восточная подзоны, которые сложены интенсивно дислоцированными нижней(O<sub>1</sub>), средней (O<sub>2</sub>), и верхней (O<sub>3</sub>) толщами [Иванов и др., 1989, Борисенок, Курковская, Рязанцев, 1998] или лишь средним ордовиком [Маслов, Артюшкова, 2000]. Кроме перечисленных толщ, С.Е.Знаменский [1994] выделяет верхнеордовикско-раннесилурийский вулканоинтрузивный комплекс. Абсолютный возраст диоритов этого комплекса [Краснобаев и др., 1990] составляет 450 млн. лет.

Вся совокупность датированных ордовиком и силуром эффузивных базальтов Вознесенско-Присакмарской зоны характеризуется значениями моды MgO - 6-7% и максимумом содержаний K<sub>2</sub>O 0.1–0.8% при преобладании умеренных и повышенных содержаний TiO<sub>2</sub> (1.03–2.25%). По этим параметрам и по геохимическим характеристикам рассматриваемые базальты сопоставимы с океаническими траппами толеитовой серии о. Исландии и Императорского хребта [Щека, Куренцова, 1981, Герасимовский и др., 1978, Курносов, 1986], в меньшей мере с траппами Сибирской платформы [Федоренко, 1981, Альмухамедов, Медведев, 1986]. Эволюция химического состава базальтов Вознесенско-Присакмарской зоны имеет направленность от субщелочных и высокотитанистых базальтов к толеитовым умереннотитанистым базальтам близким к N-MORB. Обогащенный характер базальтов западной подзоны четко обнаруживается по повышенным содержаниям ЛРЗЭ и СРЗЭ, при пониженных концентрациях ТРЗЭ [Салихов, Бабуров, 1999]. Базальты Восточной подзоны характеризуются слабо выпуклым графиком порода/хондрит, при дефиците ЛРЗЭ и слабом дефиците ТРЗЭ. Базальты сопоставимые с NMORB [Семенов, 2000, Spadea et al., 2002] имеют, по сравнению с последними, пониженные содержания MgO, близкие концентрации РЗЭ, ВЗИ, включая Nb и Zr и (U), Th. Повышенные концентрации обнаруживают элементы КИР, включая К, что отражает щелевой внутриконтинентальный характер океанического бассейна [Вулканизм ..., 1992]. Отличия ордовиксилурийских базальтов Южного Урала от траппов Сибирской платформы заключаются в пониженных (в южноуральских) концентрациях La и всего ряда РЗЭ, в низких значениях La/Yb (0.7-1.4), в пониженных значениях Ni/Co (1.02-2.0), в пониженных концентрациях ВЗИ (Zr, Nb, Y, Hf) более близких к базальтам N-MORB, нежели траппам.

Базальты Западного фрагмента поляковского комплекса (О) Вознесенско-Присакмарской зоны по повышенным содержаниям TiO<sub>2</sub> и Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> [Косарев и др., 2003] сопоставимы с базальтами медногорского комплекса (Є) Сакмарской зоны. Однако, поляковские высокотитанистые базальты содержат больше Cr и меньше MnO,  $TiO_2$  и Zr, что сближает их с океаническим типом.

В Южной части Вознесенско-Присакмарской зоны присутствуют как толеитовые, близкие к N-MORB, так и обогащенные базальты, однако интенсивная дислоцированность разрезов дергаишской и губерлинской свит не позволяет наметить тренд эволюции базальтов. Среди ордовикских (район д. Белошапка) и ордовик-силурийских (район д.Мазово) базальтов преобладают обогащенные базальты с характеристиками промужуточнми между TMORB-EMORB.

Выводы. Проявления вулканизма стадий континентального рифтогенеза и океанической в Сакмарской и Вознесенско-Присакмарской зонах Южного урала характеризуются возрастной и геохимической зональностью. В Сакмарской зоне и в Эбетинской антиформе Северных Мугоджар проявился преимущественно субщелочной вулканизм (Є-О<sub>1</sub>) с внутриплитными геохимическими характеристиками. Океанические комплексы (баулусский и блявинский) относятся к толеитовой и умереннощелочной сериям трапповой формации океанов с слабым островодужным уклоном.

ВЗападной подзоне Вознесенско-Присакмарской зоны получили развитие базальты высоко и умереннотитанистого типа переходные к океаническим ( $O_{1-2}$ ?), а в Восточной подзоне базальты океанической трапповой формации ( $O_{2-3}$ ?), близкие к NMORB. Наличие островодужного уклона в геохимических характеристиках ордовикских вулканитов может быть связано с некоторым насыщением мантии водной фазой в связи с венд-ордовикским (?) островодужным вулканизмом.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Альмухамедов А.И., Медведев А.Я. К геохимии инициальных стадий базальтового вулканизма // Геохимия вулканитов различных геодинамических обстановок. Новосибирск: Наука, 1986. С. 49–69.
- Аристов В.А., Борисёнок Д.В., Руженцев С.В. Конодонтовая стратиграфия девонских отложений западного склона Южного Урала // Очерки по региональной тектонике. Труды Геологического института. М.: Наука, 2005. Вып. 561. Том 1. С. 36–55.
- Борисенок В.И., Курковская Л.А., Рязанцев А.В. Ордовикские конодонты в кремнисто-базальтовом комплексе Южного Урала (результаты научноисследовательских работ на Уральском учебном полигоне) //Вестник МГУ. Сер. 4. Геология. 1998. № 3. С. 52–55.
- Борисенок Д.В., Рязанцев А.В. Вулканогенные комплексы нижнего палеозоя в области сочленения Сакмарской и Присакмарско-Вознесенской зон Южного Урала// Очерки по региональной тектонике. Т. 1. Южный Урал. М.: Наука, 2005. С. 135–153.
- 5. Бочкарёв В.С., Язева Р.Г. Субщелочной магматизм Урала. Екатеринбург: УрО РАН. 2000. 256 с.

- Васянов Г.П. Новые данные об ордовике восточного склона Южного Урала /Советская геология. 1965. № 7.
- Вулканизм Южного Урала / И.Б. Серавкин, А.М. Косарев, Д.Н. Салихов и др. М.: Наука, 1992. 197 с.
- Герасимовский В.И., А.И.Поляков, Дурасова Н.А. и др. Исландия и срединно-океанический хребет. Геохимия. М.: Наука, 1978. 184 с.
- Знаменский С.Е. Позднеордовикско-раннесилурийский вулкано-интрузивный комплекс северной части Магнитогорского мегасинклиноря и связанное с ним оруденение (Ю.Урал) / Препринт. Уфа: УНЦ РАН, 1994. С. 20.
- Иванов К.С., Пучков В.Н., Наседкина В.А., Пелевин И.А. Первые результаты ревизии стратиграфии поляковской свиты по конодонта // Ежегодник-1988 / ИГиГ УрО АН СССР. Свердловск, 1989. С. 12–13.
- История развития Уральского палеоокеана. Отв. редакторы Л.П. Зоненшайн, В.В. Матвеенков. М.: Ин-т океанологии АН СССР, 1984. 162 с.
- Косарев А.М., Знаменский С.Е., Серавкин И.Б., Родичева З.И. Особенности химизма вулканитов Вознесенско-Присакмарской зоны // Геологический сборник № 3. Информационные материалы / ИГ УНЦ РАН. Уфа. 2003. С. 152–161.
- Краснобаев А.А., Буслаев Ф.П., Грабежев А.И. и др. К-Аг геохронология рудных месторождений Уральской геосинклинали // Изотопное датирование эндогенных рудных формаций. Киев: АН СССР, 1990. С. 243–245.
- Курносов В.В. Гидротермальные изменения базальтов в Тихом океане и металлоносные отложения. М.: Наука, 1986. 252 с.
- Лазарев М.И. К стратиграфии ордовикских вулканогенно-осадочных образований Зауральского поднятия // Стратиграфия палеозоя Южного Урала. Уфа: БФАН СССР, 1977. С. 3–8.
- 16. **Мамаев Н.Ф.** Древние толщи Восточно-Уральского мегантиклинория. М.: Наука, 1967. 143 с.
- 17. Маслов В.А., Артюшкова О.В. Стратиграфия палеозойских образований Учалинского района Башкирии. Уфа: ИГ УфНЦ РАН, 2000. 140 с.
- Пучков В.Н. Палеогеодинамика Южного и Среднего Урала. Уфа: Даурия, 2000. 146 с.
- Рязанцев А.В., Борисёнок Д.В., Дубинина С.В., Калинина Е.А. и др. Общая структура Сакмарской зоны Южного Урала в районе Медногорских колчеданных месторождений // Очерки по региональной текто-

нике. Том 1: Южный Урал. М.: Наука, 2005. С. 84-134.

- Салихов Д.Н., Бабуров А.В. Редкоземельные элементы в ордовикских эффузивах Учалинского сегмента Вознесенско-Присакмарской меланжевой зоны / Ежегодник-1997. Информационные материалы / УНЦ РАН, 1999. С. 211–215.
- Салихов Д.Н. Составы базальтов кембрия ордовика и раннего силура на Южном Урале // Геологический сборник № 4. Информационные материалы / ИГ УНЦ РАН. – Уфа: ООО "ДизайнПолиграфСервис", 2004. С. 106–121.
- Самыгин С.Г., Милеев В.С., Голионко Б.Г. Зона Уралтау: геодинамическая природа и структурная эволюция // Очерки по региональной тектонике. Том 1: Южный Урал / Отв. ред. С.В. Руженцев, К.Е. Дегтярев. М.: Наука, 2005. С. 9–35.
- 23. Семёнов И.В. Палеоокеанический спрединговый вулканизм Урала и реконструкция параметров Уральского палеозойского океана. Екатеринбург: УрО РАН, 2000. 362 с.
- Серавкин И.Б., Родичева З.И. Кракинско-Медногорский палеовулканический пояс. Препринт, Уфа: ИГ БНЦ УрО АН СССР, 1990. 53 с.
- Серавкин И.Б., Знаменский С.Е., Косарев А.М. Главный Уральский разлом на Южном Урале: структура и основные этапы формировании // Геотектоника. 2003. № 3. С. 42–64.
- 26. Стратиграфия и корреляция среднепалеозойских вулканогенных комплексов основных медноколчеданных районов Южного Урала / В.А. Маслов, В.А. Черкасов, В.Т. Тищенко и др. Уфа: УНЦ РАН, 1993. 217 с.
- Тектоника Урала / А.В.Пейве, С.Н. Иванов, В.М. Нечеухин и др. М.: Наука, 1977. 120 с.
- Федоренко В.А. Петрохимическая серия эффузивных пород Норильского района // Геол. и геофиз., 1981. № 6. С. 71–88.
- Фролова Т.И., Бурикова И.А. Геосинклинальный вулканизм (на примере восточного склона Южного Урала). М.: МГУ, 1977. 266 с.
- 30. Щека С.А., Куренцова Н.А. Магматические комплексы океанов // Советская геология. 1981. № 11. С. 67–76.
- Spadea P., D'Antonio M., Kosarev A., Gorozhanina Y., Brown D. Arc-continent collision in the Southern Urals: Petrogenetic aspects of the Forearc-arc Complex // Mountain Building in the Uralides: Pangea to the Present. Geophysical Monograph. 132. 2002. P. 101–134.

**IV. 1. ВУЛКАНИЗМ ЗОНЫ ВЗАИМОДЕЙСТВИЯ ОКЕАН-КОНТИНЕНТ** 

# ВУЛКАНИЗМ ЗОНЫ ВЗАИМОДЕЙСТВИЯ ОКЕАН–КОНТИНЕНТ И ПРИРОДА ПЕРИОДИЧНОСТИ ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ В ИСТОРИИ ЗЕМЛИ

## © 2011 г. В. В. Параев\*, Э. А. Еганов\*\*

\*Институт геологии и минералогии СО РАН, г. Новосибирск. E-mail: paraev@igm.nsc.ru \*\*Институт нефтегазовой геологии и геофизики СО РАН, г. Новосибирск

## ВВЕДЕНИЕ

Вулканизм (согласно геологическому словарю) – это совокупность процессов и явлений, связанных с перемещением расплавленных масс (магмы) и часто сопровождающих их газо-водных продуктов из глубинных частей Земли на её поверхность. Геологические образования (постройки), возникающие над каналами (выводными отверстиями или трещинами в земной коре), по которым изливаются лавы, выбрасывается пепел, газы, пары воды и обломки горных пород, обозначаются термином "вулкан". По постройкам и продуктам вулканических извержений в геологии принято различать действующие (современные) и потухшие (древние) вулканы.

По связи вулканизма с глобальной тектоникой литосферных плит выделяются три главных типа их взаимодействия: средиземноморский, гавайский и тихоокеанский (**маргинальный**), которые по многим параметрам существенно различаются между собой. Различие тектонических характеристик заложения вулканов и особенности функционирования вулканических аппаратов выражается по составу извергаемого материала, по специфике извержений и в химизме лавообразования [Молчанов и др. 2006]. В данном сообщении мы рассмотрим особенности вулканизма зоны взаимодействия "океан-континент" на примере современных вулканов Тихоокеанского кольца.

## МЕХАНИЗМ И ХИМИЗМ МАРГИНАЛЬНОГО ВУЛКАНИЗМА ТИХООКЕАНСКОГО КОЛЬЦА

Маргинальные вулканы в акватории Тихого океана непрерывной цепью протягиваются вдоль всей его береговой зоны. Они окаймляют побережье Азии (по линии Япония – Курильские острова – Камчатка) и грядой Кордильеры по западному побережью Америки. Тихоокеанская плита, компенсируя сжатие, помимо выгибания в осевой части (Мидуэй – Гавайи), своими краями подворачивается под континентальные плиты Азии и Америки (рис. 1).

Существующие представления о механизме взаимодействия вулканов с геодинамическими процессами как пары "причина – следствие" не даёт удовлетворительных объяснений многим фактам маргинального вулканизма, связанного с активными континентальными окраинами. Обращаем внимание на три принципиальных момента: 1. Вулканы функционируют тысячелетиями, периодически "впадая в спячку" и вновь пробуждаясь. Традиционная механическая схема не даёт ответа на вопрос: *почему* дремлю-



**Рис.** 1. Деформация Тихоокеанской плиты, обрамлённой глубоководными желобами, горными сооружениями и вулканическими постройками.

щий вулкан, сохранивший жерло и открытую связь с дневной поверхностью, вдруг начинает извержение? 2. Приуроченность вулканов к береговым линиям и островным дугам с позиций механики также не находит объяснений. Видимо морские осадки и вода играют существенную роль в функционировании вулканических аппаратов, тем более, что "вулканические дымы" - по сути это выброс водяного пара, причём образованного из морской воды (в составе пара лишь незначительную часть составляют ювенильные воды, а основная часть – оборотные воды). 3. Обращает на себя внимание тот факт, что сооружение конусов - вулканических гор, не сопровождается образованием равновеликих по объёму полостей - пустот в недрах. Это означает, что выброс вулканических шлаков сопровождается непрерывным поступлением свежих материалов в очаг вулкана.

Лавообразование маргинальных вулканов обусловлено химическим взаимодействием осадочных пород океанической коры с глубинными породами континентальных плит. Особенности этого взаимодействия определились на основании экспериментальных исследований процесса образования глинистых пород и других тонкодисперсных минеральных систем. **Что может гореть в недрах без доступа кислорода?** 

Экспериментальные данные по измельчению алюмосиликатов в различного типа растворах показало, что минералы теряют сначала щелочные, а затем щёлочноземельные элементы, последовательно превращаясь в минералы слюдистого ряда, в глинистые минералы и, наконец, в простые гидратированные оксиды кремния, алюминия и железа. Каждая стадия превращения сопровождается соответствующим повышением свободной энергии (потенциала Гиббса). Конечная стадия отмечена максимальным значением аккумулированной энергии и самой высокой реакционной способностью.

Специальные исследования показывают, что глинообразование - есть удаление щелочных (и щелочноземельных) элементов, и что этот процесс протекает с затратами энергии, а в конечном результате образуются глинозём и кремнезём. На основании закона сохранения энергии можно утверждать, что, если прямой процесс удаления щелочей и образование глинозёма и кремнезёма идёт с затратами энергии, то обратный процесс воссоединения глинозёма и кремнезёма со щелочами должен идти с выделением энергии. Расчёты показывают, что при образовании одной грамм-молекулы полевого шпата должно выделяться более 1000 ккал; этой энергии достаточно, чтобы 1 кг породы нагреть до 1000° С или 10 л воды довести до кипения [Молчанов, Селезнёва, Жирнов, 1988]. О том, что глина – носитель энергии высокого потенциала говорилось неоднократно в работах об энергетическом основании литогенеза [Белов, Лебедев, 1957]. Журнал "Литология и полезные ископаемые" № 4 за 1981 целиком посвящен этой проблеме.

Особенности глобальной тектоники Тихоокеанского кольца и её геодинамическая обстановка позволяет вынести на обсуждение новые представления о вулканизме как сложноподчиненном процессе, когда движение литосферных плит стимулирует геохимическое взаимодействие пород экзогенного происхождения с глубинными (может быть подкоровыми) реагентами. Вулканизм маргинального типа основан на представлении о "горении" глины как химической реакции воссоединения глинозёма и кремнезёма со щелочами, как возврат солнечной энергии, унесённой осадочными породами в глубину (рис. 1).

Определяющим геодинамическим фактором является движение панамериканской литосферной плиты, которая смещается с востока на запад. Плита движется под действием сил инерции, обусловленных планетарным вращением Земли Параев и др. 2010]. Тихоокеанская плита, сжимаемая между Азией и Америкой, выгибается по срединной оси и подныривает под Азиатскую и Американскую континентальные плиты. Погружение осадочных пород океанической плиты под континентальную плиту порождает явление вулканизма (рис. 1). Энергия, затраченная на диспергирование, аккумулируется в тонкодисперсной минеральной массе. Причём это не зависит, где и как происходило диспергирование: чисто химическим путём в коре выветривания, или механохимическим путём при перемалывании горных пород в волноприбойной зоне моря. Химическая сторона процесса образования тонкодисперсных осадочных пород состоит в потере щелочных и щёлочноземельных элементов: калия, натрия, кальция, магния и др. Потеря щелочей – вторая составляющая высокой химической активности и энергетического потенциала тонкодисперсных минеральных образований осадочного генезиса.

Тектоническая ситуация, при которой тонкодисперсные осадочные образования океанической коры по подвороту Беньофа–Заварицкого оказываются в глубоких горизонтах континентальной коры, создаёт условия для химического взаимодействия. Обесщелоченные глинистые породы вступают в реакцию с глубинными образованиями, богатыми щелочами. Происходит обратный процесс: в гипергенезе магматические породы при выветривании и перемалывании в воде теряют щёлочи, а в условиях глубокого погружения воссоединяются со щелочами. Таким образом, тепловой эффект химического взаимодействия обеспечивает функционирование вулканического аппарата (рис. 1).

## ГЛОБАЛЬНАЯ ПЕРИОДИЧНОСТЬ ГЕОДИНАМИКИ И ВУЛКАНИЗМА: ВОЗМОЖНАЯ ЕЁ ПРИРОДА

В геологической истории фиксируются эпохи особой тектонической активности – мощный орогенез, магматическая деятельность, вулканизм.

### ПАРАЕВ, ЕГАНОВ



Рис. 2. Периодичность и цикличность геологических процессов в фанерозое.

Они нередко сопровождаются значительной перестройкой лика Земли (формирование суперконтинентов типа Пангеи, Гондваны или их распад), которые расцениваются как катаклизмы планетарного масштаба. Представления о таких фазах тектогенеза (в совокупности с другими геологическими событиями) легли в основу разделения геохронологии на эры и периоды, измеряемые десятками мил-

ВУЛКАНИЗМ И ГЕОДИНАМИКА, Екатеринбург, ИГГ УрО РАН, 2011

лионов лет. Однако природа цикличности геологических процессов столь долговременной периодичности так до конца и не выяснена. Принципиальное значение проблеме природы периодичности и цикличности геодинамических процессов и вулканической активности придавали В.Е. Хаин и Э.Н. Халилов [2008, 2009].

Проведённый нами анализ подобных катаклизмов [Параев и др. 2008] с периодичностью в десятки млн. лет выявили глобальные геологические циклы (ГГЦ), регулярно повторяющиеся на протяжении всего фанерозоя. К проблеме их выделения мы подошли с позиций концепции взаимодействия геосфер по единому (сквозному во времени) геологическому признаку. Этим признаком стало содержание органического углерода (Соорг) в осадочных породах, отражающее степень богатства или ущербности живой природы и интенсивность процессов фотосинтеза в каждый период фанерозойской истории. Ритмичность смены периодов затухания и роста накопления органических остатков в недрах (как и накопление биогенного кислорода в атмосфере) определилась в 50-70 млн. лет. Полный набор таких периодов с угнетённой и активной формами жизни образовали циклы, растянувшиеся до 170 млн. лет (см. рис. 2).

Совпадение ГГЦ с продолжительностью геологических эр позволило выявить устойчивый ритм повторяющейся периодизации в 50-70 млн. лет фаз тектогенеза (включая магматизм и вулканизм), эпох определённого типа седиментации и рудонакопления, изменений климата, великих вымираний и новых рождений в органическом мире. По расчётам фурье-анализа [Чуйкова, Семенков, 1996] гармоника Солнца при пересечении плоскости Галактики составляет период до 79 млн. лет. А гармонику с периодом в 150 млн. лет авторы связывают с движением Солнца по эпициклу. В рамках этих представлений глобальные циклы до 170 млн. лет и входящие в них разного рода ритмы и этапы в 50-70 млн. лет можно с большой уверенностью также рассматривать как своеобразные геологические метки - следы от воздействия факторов, имеющих галактическую природу.

Эволюция земного вещества (а также активность геодинамики и вулканизма) – это летописный след от взаимодействия связки "Земля–Солнце" с галактическими неоднородностями [Параев и др. 2008]. Последствия таких взаимодействий отражаются на параметрах орбитального вращения Земли (колебания ротационного режима, наклона оси её вращения, возможна смена полярности магнитного поля), которые в свою очередь влекут за собой глобальные изменения климата, тектоническую перестройку лика планеты. Они выполняют роль возбуждающего импульса в дестабилизации глобальных геологических процессов. Причины этой периодичности коррелируются с гармоникой движения Солнца по эпициклу и ритмом его пересечений плоскости Галактики.

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- 1. Белов Н.В., Лебедев В.И. Источники энергии геохимических процессов. // Природа. 1957, № 5, С. 11–20.
- Молчанов В.И., Параев В.В., Еганов Э.А. Механизм и химизм маргинального вулканизма. // Матлы 3-его Всеросс. симпозиума по вулканологии и палеовулканологии "Вулканизм и геодинамика". Улан-Удэ 2006, Т. 1. С. 46–50.
- Молчанов В.И., Селезнёва О.Г., Жирнов Е.Н. Активация минералов при измельчении. М.: Недра, 1988. 208 с.
- Параев В.В., Молчанов В.И., Еганов Э.А. Периодичность глобальных геологических процессов – функция неоднородностей Млечного Пути. // Поиск математических закономерностей Мироздания: физические идеи, подходы, концепции. Новосибирск: Академическое изд-во "ГЕО", 2008, с. 249–270.
- 5. Параев В.В., Молчанов В.И., Еганов Э.А. Принцип каузальности – научная основа фундаментальных проблем геологии. // Уральский геологический журнал. № 1(73), 2010, с. 3–20.
- Хаин В.Е., Халилов Э.Н. Глобальные изменения климата и цикличность вулканической активности. SCIENCE WITHOUT BORDERS. Transactions of the International Academy of Science H &E. V. 3. 2007/2008, Innsbruck ISSN 2070–03341
- Хаин В.Е., Халилов Э.Н. Цикличность геодинамических процессов: её возможная природа. М.: Научный мир. 2009. 520 с.
- Чуйкова Н.А., Семенков К.В. Зависимость частоты инверсий геомагнитного поля от положения Солнечной системы в Галактике. // Труды Госуд. Астрон. Ин-та им П.К. Штернберга. 1996, Т. 65. С. 136–147.

———— IV. 1. ВУЛКАНИЗМ ЗОНЫ ВЗАИМОДЕЙСТВИЯ ОКЕАН–КОНТИНЕНТ 🛛 =

# ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ И МИНЕРАГЕНИЯ КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ ОКРАИН ПЕРЕХОДНОЙ ЗОНЫ ЕВРАЗИЯ – ТИХИЙ ОКЕАН

### © 2011 г. А. Г. Родников

Геофизический центр РАН, Москва, rodnikov@wdcb.ru

Континентальные окраины переходной зоны Евразия – Тихий океан характеризуются высокой сейсмичностью, вулканизмом и другими природными катаклизмами, опасными для проживающего здесь населения. Активные окраины являются также районами современных интенсивных тектонических движений и гидротермальных процессов, областями накопления различного рода полезных ископаемых. В связи с этим они являются объектом исследований разных стран по международным и национальным проектам. В Геофизическом центре РАН построение геодинамических моделей глубинного строения активных континентальных окраин Земли выполнено по международным проектам "Геотраверс" и "InterMARGINS" вдоль разрезов земной коры и верхней мантии [Родников, 2006; 2009; Rodnikov et al., 2009]. Геотраверсы проведены через регионы Охотского, Японского, Филиппинского и Южно-Китайского морей. В их построении принимали участие японские и китайские ученые, и исследователи из различных научных учреждений Российской федерации [Родников и др., 2005; Родников и др., 2007; Родников и др., 2010; Rodnikov et al 2003; Rodnikov et al 2009; Rodnikov et al., 2010].

Геотраверс региона Охотского моря [Родников и др., 2005]. Профиль геотраверса проходит через Сихотэ-Алинь, Татарский пролив, Сахалин, Курильскую впадину, Курильскую островную дугу, Курильский желоб и мезозойскую плиту северозападной котловины Тихого океана. Протяженность профиля 2000 км. Глубина проникновения в недра Земли составляет 100 км. Земная кора отличается сильно дифференцированной мощностью от 10 до 40 км, сложным рельефом поверхности Мохоровичича, граничные скорости вдоль которой варьируют от 7.8 до 8.1 км/с. Верхняя мантия под Охотским морем характеризуется как горизонтальными, так и значительными вертикальными неоднородностями. Астеносфера образует диапировые выступы под Курильской котловиной и прогибом Татарского пролива, в основании этих структур расположены рифты – спрединговые центры. Дегазация верхней мантии связана с апвеллингом астеносферного диапира к подошве земной коры, что привело к расколам литосферы и излияниям магматических расплавов. В Татарском проливе, где обнаружены нефтегазовые проявления, выделены три этапа магматической активности, свидетельствующие о различных глубинах областей магмогенерации: эоцен-олигоценовые (55–24 млн. лет) базальтоиды; нижне-среднемиоценовые (23–15 млн. лет.) толеиты, к этому времени приурочено формирование месторождений углеводородов, и среднемиоценовые – плиоценовые базальтоиды. Связанные с грабенами Южно-Курильской впадины базальтоиды включают ранне-среднемиоценовые (14–11 млн. лет) базальты, средне-позднемиоценовые (9–7 млн. лет) базальтоиды известково-щелочной серии и базальтоиды известково-щелочной серии (1.07 и 0.84 млн. лет).

Геотраверс региона Японского моря [Родников и др., 2010]. Геотраверс проведен через Сихотэ-Алинь, котловину Японского моря, Японскую островную дугу и северо-западную котловину Тихого океана. Толщина коры вдоль геотраверса меняется от 35-40 км на юго-восточной окраине Азиатского континента до 12-15 км в глубоководной котловине Японского моря. Наиболее важной особенностью строения региона Японского моря является распространение в верхней мантии на глубине 40 км астеносферного слоя, определяющего строение земной коры и плотность теплового потока. Под Приморьем и Тихим океаном он расположен на глубине примерно 100 км. В неогене магматическая активность проявлялась лишь в пределах наивысшего подъема астеносферы, то есть в Японском море и западной части о. Хонсю. В Тихом океане (северо-западная котловина) магматическая деятельность (излияния толеитовых базальтов) происходила, в основном, свыше 100 млн. лет назад. Выделяемый в переходной зоне слой с пониженными значениями скоростей сейсмических волн может быть сопоставлен с поднимающимся к коре астеносферным диапиром, определяющим, по-видимому, эндогенный режим зоны. Землетрясения, происходящие вдоль восточного края Японского моря у подножья о Хонсю, как считают японские ученые, объясняются тем, что здесь намечаются новые субдукционные процессы на границе литосферных плит. Построенный разрез подтверждает это предположение. Вдоль восточной окраины Японского моря прослеживается узкий прогиб, где мощность плиоцен – четвертичных осадков достигает 2-3 км. Образование прогиба связывается также с формированием здесь новой зоны



**Рис. 1.** Корреляция глубинных процессов в астеносфере с гидротермальными проявлениями в коре. 1 – гидротермальные проявления (сульфиды), 2 – глубоководные котловины (цифры – глубина до астеносферы), 3 – рифты, 4 – время формирования котловин (млн. лет), 5 – контуры астеносферы.

субдукции литосферы Японского моря под Японскую островную дугу. Сейсмологические и геологические данные свидетельствуют, что за 1.8 млн. лет субдукция плиты Японского моря под Японские острова составило около 50 км. Скорость перемещения плиты Японского моря по данным GPS определена в 2 см/год.

Геотраверс Северо-Китайская равнина – Филиппинское море [Родников и др., 1996; Родников и др., 2007; Rodnikov et al., 2003]. Геотраверс был построен совместно с японскими и китайскими учеными. Отдельные разделы опубликованы в 2003 году в Международном геолого-геофизическом атласе Тихого океана [Rodnikov et al., 2003]. Разрез пересекает Северо-Китайскую равнину, глубоководные котловины Филиппинского моря, Марианскую островную дугу, Марианский желоб и северо-западную котловину Тихого океана. В регионе Филиппинского моря наблюдается, как и в других окраинных морях, определенные соотношения между глубинным строением верхней мантии и строением поверхностных геологических структур. Чем выше уровень залегания астеносферы, тем большая плотность теплового потока и более молодой возраст формирования глубоководных котловин и осадочных впадин региона Филиппинского моря. Марианскому трогу с современной тектономагматической активностью соответ-

ВУЛКАНИЗМ И ГЕОДИНАМИКА, Екатеринбург, ИГГ УрО РАН, 2011

ствует глубина залегания астеносферы 10 км, миоценовой котловине Паресе-Вела – 30 км, а эоценовой Западно-Филиппинской котловине – 50–80 км. Северо-Китайской равнине с ее нефтегазоносными осадочными бассейнами, активизированной в кайнозойское время, уровень залегания астеносферы расположен на глубине 50-70 км. Марианский трог представляет собой междуговой бассейн, образованный 6 млн. лет назад в результате спрединговых процессов. С рифтовыми структурами связаны излияния толеитовых базальтов и интенсивная гидротермальная деятельность. Гидротермальная активность с образованием сульфидов цинка, меди и железа были отмечены во время глубоководного бурения с НИС "Glomar Challenger" и при драгировании с НИС "Накиho-Maru". Пробы воды показали высокое содержание гелия, водорода и метана. Трог характеризуется тонкой корой (около 10 км). Горячая астеносфера подступает непосредственно к подошве коры, обусловливая активные тектонические и магматические процессы. Марианский трог, вероятно, представляет собой пример начального этапа формирования осадочного бассейна.

Геотраверс региона Южно-Китайского моря [Родников и др., 2011]. Геолого-геофизический разрез проходит через Южно-Китайское море, о. Палаван, море Сулу, хребет Сулу, море Сулавеси, о. Сулавеси, Молуккское море, море Банда, Арафурское море. Регион расположен между двумя континентами Евразийским и Австралийским и двумя океанскими плитами Тихоокеанской и Индийской. Регион исследования охватывает окраинные моря и островные дуги, сформировавшиеся в кайнозойскую эру. Мощность коры варьирует от 40 км под Австралией и полуостровом Индокитай до 25-30 км под островными дугами и 10-15 км под окраинными морями. Формирование структур связывают с коллизией Индии и Азии и возникновением мощной Индонезийской субдукционной зоны. Затем очередная структурная перестройка произошла в связи с субдукцией океанской плиты Филиппинского моря под структуры Филиппин. Возникла система островных дуг и задуговых бассейнов, где субдукционные процессы привели к активному вулканизму и проявлению сейсмичности в восточной части разреза. Вдоль разреза будет проведена комплексная интерпретация геологогеофизических данных с целью установления роли глубинных процессов в формировании структур земной коры региона.

Минерагения [Rodnikov et al., 2010]. Построение геодинамических моделей глубинного строения Евразия – Тихий океан переходной зоны дает возможность выделить участки в земной коре, где разогретая магма астеносферных диапиров, насыщенная флюидами, близко подходит к земной коре. Это приводит к разрыву сплошности литосферы, растяжению земной коры, активным гидротермальным процессам и формированию сульфидов железа, цинка, свинца, серебра и меди. К таким районам относится в настоящее время современные задуговые впадины и междуговые троги островных дуг. Анализ геотектонической обстановки приводит к выделению древних залежей полезных ископаемых, ныне перекрытых морскими осадками, к которым относятся рифтовые структуры глубоководных впадин окраинных морей. Установлена взаимосвязь: апвеллинг астеносферы – магматические очаги в коре – рифтовые структуры – гидротермальная деятельность – "черные и белые курильщики" (рис. 1).

Работа выполнена по гранту РФФИ. № 09–05– 00406-а.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ:

- Родников А.Г. Международный проект "InterMARGINS" // Тихоокеанская геология. 2006. № 5. С. 107–109.
- Родников А.Г. Исследование Земли этапы научного сотрудничества: Геофизический центр РАН // Научно-техническая информация. Серия 2. Информационные процессы и системы, ВИНИТИ, 2009. № 3.С.24–32.
- Родников А.Г., Забаринская Л.П., Сергеева Н.А. Геодинамические модели глубинного строения активных континентальных окраин переходной зоны Евразия – Тихий океан // Современное состояние наук о Земле. МГУ. Москва. 2011. С. 1571–1575.
- 4. Родников А.Г., Забаринская Л.П., Пийп В.Б., Рашидов В.А., Сергеева Н.А. Глубинное строение континентальных окраин региона Японского моря //Вестник КРАУНЦ. "Науки о Земле" 2010. № 1. Вып. 15. С. 231–242.
- 5. Родников А.Г., Забаринская Л.П., Пийп В.Б., Рашидов В.А., Сергеева Н.А., Филатова Н.И. Геотраверс региона Охотского моря // Вестник КРА-УНЦ. "Науки о Земле". 2005. № 5. С. 45–58.
- Родников А.Г., Забаринская Л.П., Рашидов В.А., Родкин М.В., Сергеева Н.А. Геотраверс Северо-Китайская равнина – Филиппинское море – Магеллановы горы //Вестник КРАУНЦ. "Науки о Земле". 2007. № 1. Вып.9. С. 79–89.
- Родников А.Г., Родкин М.В., Строев П.А., Уеда С., Иседзаки Н. и Сики Ц. Глубинное строение и геофизические поля вдоль геотраверса Филиппинского моря // Физика Земли. 1996. № 12. С. 100–108.
- Rodnikov A.G., Sergeyeva N.A., Zabarinskaya L.P. Research on the Earth's interior conducted by Russia after IGY: the Geotraverse Project and "InterMAR-GINS"// Data Science Journal. 2009. V. 8. C. 24–34.
- Rodnikov A.G., Sergeyeva N.A., Zabarinskaya L.P. Informational Interdisciplinary Database for the Construction of the Geodynamic Models of the Active Continental Margins of the Earth// Proceedings of EURE-GEO. Munich, Bavaria, Germany. 2009. C. 260–262.
- 10. Rodnikov A.G., Sergeyeva N.A. and Zabarinskaya L.P. Correlations of the endogenic processes in the active continental margins of the Eurasia-Pacific transition

zone// "Geoevents, Geological Heritage, and the Role of the IGCP". Ed. M.A. Lamolda. Caravaca de la Cruz, Spain. 2010.C.173–174.

 Rodnikov A.G., Stroev P.A., Smirnov Ya.B., Ermakov B.V., Kirillova G.I., Semenova G.I., Rodkin M.V., Muraviev A.V., Svarichevskiy A.S., Burikova I.A., Galushkin Yu.I., Frolova T.I., Perchuk L.L., Gainanov A.G., Sugrobov V.M., Rashidov V.A., Kulichenko N.V. (Russia), Uyeda S., Isezaki N., Shiki T., Aoki H., Fujimoto H., Honkura Ya., Iidaka I., Kato Ya., Kimura M., Kinoshito H., Matsuda J., Misawa Ya., Nemoto K., Okada H., Parc C.H., Suyehiro K., Tamaki K., Tatsumi Ya., Yamato M. (Japan). Philippine Sea Geotraverse // International Geological-Geophysical Atlas of the Pacific Ocean. Udintsev G.B. (Ed.). IOC (UNESCO), Russian Ac.Sci., FSUE MPA @Kartografija, GUNiO, Moscow, Sankt-Petersburg. 2003. P.137.

## = IV. 2. ОКЕАНСКИЙ ВУЛКАНИЗМ

# РИФЫ КАК ПОКАЗАТЕЛЬ АКТИВНОСТИ РИФТОВОЙ ЗОНЫ КРАСНОГО МОРЯ

## © 2011 г. Т. В. Антоновская\*, А. М. Подражанский\*\*

\*Филиал ООО "Газпром ВНИИГАЗ" в г. Ухта, tat-atv@yandex.ru \*\*Институт океанологии им. П.П. Ширшова, г. Москва, alex41.2009@rambler.ru

Рифы интересуют человека как природные резервуары, вмещающие залежи нефти и газа. Генезис их образования и последующего насыщения углеводородами исследуется многими поколениями учёных [Грачевский, Кравчук, 1989; Кузнецов, 2003]. В данной работе авторы предприняли попытку показать, насколько тесно связаны процессы формирования рифта Красного моря и рифов по его периферии, в мелководно-шельфовой зоне, как в древней, так и современной. В миоценовых рифах открыты залежи нефти и газа на территории Египта, Саудовской Аравии, Эфиопии, Судана (Рас-Гхариб, Рас-Бахр и др.).

Любое природное явление (событие) является следствием ранее происшедшего. Любой природный объект рождается, развивается и разрушается вкупе с рядом находящимися природными объектами и тесно взаимосвязан с ними. Причинноследственная цепочка событий свойствена не только органическому миру (человеку, животному и растению), но также и минеральному.

Рифы в районе Красного моря являются своеобразными маркерами периодической активизации Красноморского рифта, проявляющейся в процессах вулканизма и раздвига (спрединга) блоков земной коры. По осевой части Красного моря проходит разлом, разделивший на две части некогда единую плиту (рис. 1): Африканский континент отдаляется от Аравийского полуосторова со скоростью 0.75 см в год [Подражанский, Богданов, Зоненшайн, 1989]. Ступенчатое строение краевых частей рифта и развитие рифовых сооружений на бровках ступеней может говорить об импульсной (периодической) активности основного (центрального) разлома. Когда разломная зона активна, происходит формирование очередной ступени по её обеим сторонам. Когда активность минимальна, как в настоящий момент, тогда растут органогенные постройки на бровке ступеней.

Рифостроители – организмы, процветающие в узком физико-химическом и термобарическом диапазоне. Им необходима прозрачная, хорошо аэрируемая тёплая (20–35°С) морская вода нормальной (30–45 ‰) солёности, со значениями кислотности рН = 7.5–8.5 ед., близость солнечного света для фотосинтеза мельчайших водорослей зооксантелл, обитающих внутри коралловых полипов и являющихся необходимыми для существования последних [Давиташвили, 1958]. Красное море - оазис, который отвечает всем требованиям существования рифостроителей. Температура воды круглый год не менее 20°С, плотность 1.024 г/см<sup>3</sup>, минерализация 42.3 г/л, водородный показатель pH = 8.5 ед., как показали исследования проб морской воды, привезённой одним из авторов работы, выполненные в лаборатории геохимии филиала ООО "Газпром ВНИИГАЗ" в г. Ухта. Море молодое, возраст его не более 25 млн. лет [Грачевский, Кравчук, 1989]. Именно в это время стал формироваться Красноморский рифт, ответвляющийся от Центральноиндийского срединно-океанического рифта (срединно-океанического хребта (СОХ)). Сначала это была цепь озёр в районе первых вулканов по глубинному разлому. Мёртвое море – одно из подобных озёр на линии основного разлома [Bonnie, Sampsell, 2004].

Как и у каждого глубинного разлома, у Красноморского существует ответвление, не являющееся основной разломной зоной, – Суэцкий залив. В результате образовался Синайский полуостров. На севере Суэцкого залива сформировалось три озера, на месте которых был прорыт Суэцкий канал. Основная ось разлома проходит по центральной части Красного моря и заливу Акаба. Территории Израиля и Иордана находятся в настоящий момент в непосредственной близости. Через несколько миллионов лет территории данных государств будут отделены друг от друга морем, которое образуется в зоне спрединга. Шов начинающегося раздвига можно наблюдать с фотографии, выполненной с космоса [Bonnie, Sampsell, 2004].

Наблюдая за положением древних (на суше) и современных (в море) рифов (органогенных массивов) относительно Аравийских гор, можно выделить три фазы тектонической активизации разломной зоны Красноморского рифта, сопровождавшейся вулканическими проявлениями и тектоническими подвижками.

Первая фаза приурочена к границе палеогена и неогена. В результате образовалась узкая полоса грабена, в которую поступили воды Индийского океана с юга, с Аравийского залива, который раньше начал путь своего раскрытия [Грачевский, Кравчук, 1989]. Когда утихла активность вулканов и регион вступил в фазу относительного покоя, на бровке мелководной и относительно глубоководной ча-



Более 30 млн лет назад (в палеогене) простирался субширотный океан Тетис

неогена активизировался древний разлом. Сформировались Аравийские горы Красного моря ещё не существовало. Между Африкой и Аравией пустыня (аналог межгорнойпустыни между Израилем и Иорданом южнее Мёртвого моря). В начале неогена, около 25 млн лет назад первые солёные озёра (аналог - Мёртвое море)

12 млн лет назад) первые рифы (ныне они находятся вблизи Аравийских гор)

В плиоцене (от 12 до 1.6 млн лет назад)второе поколение рифов (ныне они находятся вблизи берега Красного моря)

От начала четвертичного периода и до настоящего времени - третье (современное) поколение рифов 🕯 (ныне они находятся в водах Красного моря)

Рис. 1. Схема развития Красноморской рифтовой зоны.

Этапы: предрифтогенный (а, б), рифтогенный начальный (в, г), рифтогенный, связанный с образованием рифов: миоценовых (д), плиоценовых (е), современных (ж).

сти моря стали формироваться миоценовые рифы (см. рис. 1). В настоящий момент они находятся на глубинах от приповерхностных до 1800 м (месторождения углеводородов свиты Хаммам-Фараон).

Вторая фаза активности рифтовой зоны приурочена к границе миоцена и плиоцена. В наступившую далее фазу относительного покоя на вновь образовавшихся ступенях стал формироваться следующий ряд барьерных рифов. В настоящий момент они практически все находятся выше уровня моря в приповерхностных условиях, слагая прибрежные участки в виде пологих карбонатных холмов высотой не более 100 м. Местные жители используют их в качестве ниш для жилых домов и отелей на мор-

ВУЛКАНИЗМ И ГЕОДИНАМИКА, Екатеринбург, ИГГ УрО РАН, 2011



Рис. 2. Современные мадрепоровые кораллы Красного моря.

ском побережье. Погребённые под песками отдельные рифогенные массивы плиоценового возраста не содержат залежей нефти и газа ввиду отсутствия флюидоупора над ними.

Третья фаза активности в зоне рифта проявилась на границе неогенового и четвертичного периодов. Рифы, которые наблюдаются в современном море в виде надводных и подводных островов (органогенных массивов), цепочкой тянущихся вдоль всей прибрежной полосы Красного моря как с его восточной, так и западной стороны, сформировались на третьем ряду ступеней менее 1.6 млн. лет назад. Органогенные постройки, что оказались выше уровня моря, со временем разрушились, оказавшись в зоне выветривания. Те рифы, что находятся в настоящий момент в благоприятных условиях, продолжают расти. В современных органогенных постройках преобладают каменистые (мадрепоровые) кораллы, о чём свидетельствуют как научные данные специалистов по изучению рифов [Давиташвили, 1958; Кузнецов, 2003], так и личные наблюдения авторов (рис. 2).

Современное состояние рифтовой зоны Красного моря было исследовано специалистами Института океанологии им. П.П. Ширшова [Подражанский, Богданов, Зоненшайн и др., 1989], погружавшимися на подводном аппарате "Пайсис" во многие рифтовые зоны Мирового океана, в том числе – в район Красноморского рифта (рис. 3).

Учёные подтвердили активность данного участка земной коры даже в его визуальном (с поверхности моря) пассивном состоянии. Дно вблизи основного разлома практически без осадков, которые не успевают накапливаться. Преобладает тонкий слой жёлтого ила, образованного упавшим органическим материалом с верхних слоёв воды, от разрушающихся рифов и погибших организмов, населявших их. В Красное море не впадает ни одна река, поэтому нет приноса терригенно-глинистого континентального материала. Участками, в районе подводных озёр, жёлтый ил покрыт тонкой плёночкой чёрного ила (вулканический пепел?). Данные глубоководные илы – будущие нефтегазоматеринские породы, аналогичные свите Ханифа в Персидском заливе, образованной в депрессионных участках моря в юрское время между рифами свиты Араб того же времени формирования [Грачевский, Кравчук, 1989].

На глубине 1560-2000 м во впадинах (в рифтовой зоне Красного моря насчитывается 15 впадин) встречены рассолы – соляные озёра Подражанский, Богданов, Зоненшайн и др., 1989]. Из-за разной концентрации соли (42.3 г/л в морской воде и 256 г/л в рассоле) плотность водных сред настолько различна, что при посадке глубоководного обитаемого аппарата "Пайсис" на поверхность подводного сверхсолёного озера наблюдался прибой. Мёртвое море – отдалённый пример подобного морского озера, но находящийся в непосредственной соприкосновенности с атмосферой. Результаты анализов проб воды Мёртвого моря, выполненных в филиале ООО "Газпром ВНИИГАЗ" в г. Ухта, показали, что плотность воды составляет 1.245 г/см<sup>3</sup>, водородный показатель pH = 5.5 ед., минерализация чуть больше 321 г/л. Это более концентрированный рассол, чем в подводных озёрах-рассолах на дне Красного моря. Пятнадцать озёр сформировалось по ходу движения рифтовой полосы. Мёртвое море – шестнадцатое. С точки зрения геологической истории это Красное море 23–25 млн. лет назад (см. рис. 1). Вода в озёрах (и на поверхности земли, и на дне Красного моря) похожа на глицерин или сахарный сироп по своей консистенции [Подражанский, Богданов, Зоненшайн и др., 1989]. Температура рассола в одном из подводных озёр на его поверхности достигает 61°С (глубина около 2000 м).

Уровень воды в Красном море в настоящий момент падает, как и уровень воды в Мёртвом море. Не исключено, что это связано с продолжающейся и постепенно набирающей силу активизацией рифта, расширение которого продолжается и, соответственно, падает уровень воды в грабене. Ес-

ли в Красном море данный процесс не столь заметен из-за сообщаемости моря с Индийским океаном на юге и Средиземным морем на севере, то в Мёртвом море падение уровня воды ощутимо из-за его изолированности от других морей, и особенно, в южной его части, расположенной гипсометрически выше северной.

Осевая зона молодого вулканизма занимает площадь шириной не более 500 м (зона экструзии). В поисках жерла вулкана исследовался потухший вулкан "Гора Барана". Он был детально изучен от его подошвы до вершины. Обнаружен кратер, как воронка, диаметром около 5 м, покрытый стреклоподобным материалом с разорванными краями. Отмечается присутствие огромного количества пиллоу-лав и причудливой формы труб, образованных в процессе проистекания лав из недр и их застывания. На склонах вулкана выявлено множество трещин, расположенных параллельно оси рифта, которые смещали разные части пиллоу-лав и труб. Изучались и другие потухшие вулканы дна Красного моря. Исследователи пришли к выводу, что сначала активизировались вулканы, изливалась лава, а потом происходило тектоническое движение плит, раздвиг (спрединг) [Подражанский, Богданов, Зоненшайн и др., 1989].

В настоящее время рифт Красного моря развивается, раздвигая Африку от Аравии, Израиль от Иордана. Рифы, наблюдаемые в периферийной зоне рифта, являются свидетелями его периодической активности, которая проявляется как "дыхание планеты" [Чижевский, 1995]: сначала вулканическая деятельность - "выдох", потом раздвигание блоков земной коры в противоположные стороны - "вдох". Выделяется три фазы активизации рифта – на границе палеогена и неогена, миоцена и плиоцена, неогенового и четвертичного периодов. Их сменяют фазы относительного покоя (межвулканический период), когда формируются барьерные рифы – миоценовые, плиоценовые и четвертичные (в том числе современные).

Проецируя полученные данные на другие участки планеты, где развиты рифы и подобные им органогенные постройки, учитывая и ряд других геологических признаков, можно прогнозировать былое расположение древних рифтовых зон, которые в настоящий момент канули в лету [Антоновская, 2010].

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- 1. Антоновская Т.В. Каменные идолы Ичет Бэлвано Из (Мань Пупу Нёр) Северного Урала / Эффективность освоения запасов углеводородов. Науч.-техн. сборник. Ч.1. Геология и геофизика. Ухта: Газпром ВНИИГАЗ, 2010. С. 170–188. Грачевский М.М., Кравчук А.С. Нефтегазонос-
- 2. ность рифов мирового океана. М.: Недра, 1989. 92 с.
- 3. Давиташвили Л.Ш. Краткий курс палеонтологии. М.: Гос. науч.-техн. изд.литературы по геологии и охране недр, 1958. 544 с.
- 4. Кузнецов В.Г. Эволюция карбонатонакопления в истории Земли. М.: ГЕОС, 2003. 262 с.
- 5. Чижевский А.Л. Космический пульс жизни. Земля в объятиях Солнца. Гелиотараксия. М.: Мысль, 1995. 768 c.
- 6. Bonnie M. Sampsell. A Traveler's Guide to the Geology of Egypt. Cairo-New York: The American University in Cairo Press, 2004. 228 p.
- 7. Mysteries of the Deeps // К тайнам дна (От глубин Байкала до дна океана); на англ. яз./ А. Подражанский, Ю. Богданов, Л. Зоненшайн и др. – М.: Progress Publishers, 1989. – 384 p.

## IV. 2. ОКЕАНСКИЙ ВУЛКАНИЗМ

# ВУЛКАНИЗМ И ГЕОДИНАМИКА СУБМЕРИДИОНАЛЬНЫХ ХРЕБТОВ ТИХОГО ОКЕАНА

© 2011 г. Э. Д. Голубева

Дальневосточный геологический институт ДВО РАН 690022 г. Владивосток, пр.-т 100- летия Владивостока, 159, Россия office@fegi.ru; gol ed@mail.ru

Изучение широко развитых в Тихом океане субмеридионально ориентированных островных вулканических систем представляют интерес с точки зрения совпадения траекторий становления островных хребтов океана и направления скольжения океанической плиты (рис 1). Существенный прогресс в изучении геологии и особенностей магматизма структур ложа океана наблюдался в результате появления данных геологического и петрогеохимического изучения скважин глубоководного бурения океанического дна. Исследования в рамках Международной программы "Мировой океан" позволило изучать керны скважин б/с "Гломар Челленджер" [1]; кроме того, учитывались опубликованные данные бурения и драгирования дна.океана.

Учитывая данные сейсмотомографических исследований Земли головные части грибоподобных глубинных плюмов, достигая подошвы литосферы, формируют на поверхности движущейся плиты океана подводные и островные цепочки вулканов. Температура вулканических островов варьирует (1350°±50°С), что в сравнении с источниками базальтов мантийных плюмов в срединно-океанических хребтах (COX, MOR) и "горячих точках", температура выше на 100° – 300°С [5]. Проявление на поверхности магматических провинций обусловле-





1 – Главные трансформные разломы; 2 – глубоководные желоба; 3–4 – рифтовые структуры (3 – миоценовые, 4 – плиоценплейстоценовые); 5 – контуры субмеридиональных хребтов; 6 – контуры субширотных поднятий.



Рис. 2. Диаграмма отношений изотопов неодима и стронция в базальтах океанических островов и в мантийных типах [6].

но поднимающимися от границы ядро-мантия супервздутиями ("суперсвеллами") поверхности D" над ядром Земли. Подобные "суперсвеллы" зафиксированы на юге Африки и в юго-восточном блоке Тихого океана (Южно-Тихоокеанская изотопная и термическая аномалия) ЮТИТА [2, 4].

Гавайско-Императорский архипелаг сформирован при движении океанической плиты над "горячей точкой" со скоростью ~10 см в год. Магматизм архипелага характеризуется ассоциациями пород толеитовой и дифференцированных серий т.н. гавайского типа. В сравнении с базальтами COX, гавайские комплексы формировались в глубинных астеносферных зонах после экстракции материала ранней Земли при плавлении обеднённого мантийного источника. Концентрации мантийных компонентов, обусловленных неоднородностями вещества мантии и разной степенью её переработки в зонах субдукции, оцениваются по отношениям радиогенных изотопов (<sup>143</sup>Nd/<sup>144</sup>Nd–<sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr) (рис. 2). Для "горячей точки" Гавайев, действующей более 80 млн. лет, характерна изотопная геохимия DMM (Depleted MORB), соответствующая деплетированным базальтам доминирующим в верхнемантийных слоях (upwellings) под срединно-океаническими хребтами. Кроме того, на Гавайях также выявляется тип EMI- (Enrichged mantle and Member Injected back), представленный обогащённой мантийной фракцией, внедрённой в мантию субдукцией [6] и переработанной субконтинентальной мантийной частью литосферы, изменённой в результате мантийного метасоматоза [7].

Хребет Лайн, сложенный меридиональными цепочками островов и подводных возвышенностей,

по-видимому, приурочен к разломной зоне, между восточным и западным блоками океана. Южнее хребта Лайн расположен субширотный хребет Кросс – Лайн. Острова Лайн сложены сериями пород гавайского типа и, не смотря на сходство характера магматизма хребтов Лайн и Гавайев, геохронология формирования островной системы свидетельствует об отсутствии возрастной упорядоченности островов Лайн от их местоположения [1].

Цепочка хребтов Маршаловых, Гилберта и Тувалу\_юго-западного блока океана также расположена на разломах, разделяющих Центральную и Меланезийскую котловины. Геологическое изучение островных хребтов показало, что достигающие уровня океана раннеэоценовые вулканы островных систем сложены комплексом пород, магматизм которых аналогичен дифференцированным сериям гавайских островов [1]. Как отмечено выше, становление хребтов также обусловлено, видимо, формированием глубинного разлома, разделяющего западный и восточный блоки океана.

Полинезийское сводовое поднятие, расположенное на южном отроге ВТП, представлено субмеридиональными вулканическими архипелагами Туамоту, Общества, Нижних Кука и Южных островов, формировавшихся на глубинных разломах, образовавшихся в литосфере при её движении над ЮТИТА. Современные вулканы архипелагов соседствуют с подводными горами, возраст которых достигает 40–45 млн. лет [3]. Отличие магматизма Полинезийских архипелагов от Гавайских и описанных выше островных систем заключается в том, что, если на Гавайских островах преобладают толеитовые комплексы пород, то на Поли-
незийских в значительно большей степени развиты субщелочные базальты. По этой причине, если для генезиса магматизма Гавайско хребта наиболее вероятна модель селективного плавления первичного ильменит-гранат-перидотитового субстрата "горячей точки", то формирование толеитсубщелочно-базальтовой исходной магмы полинезийских хребтов обусловлено меньшей степенью плавления первичного субстрата или субстрата, претерпевшего метасоматоз при движении над Южно-Тихоокеанской изотопной и термической магнитной аномалией

Существенные различия отношений концентраций изотопов <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr - <sup>143</sup>Nd/<sup>144</sup>Nd (рис. 2) наблюдаются для островов Полинезии: от DMM - EMII (о-ва Пасхи, Раротонга, Маркизские) от типов НІМИ – ЕМІ (о-ва Руруту, Макдональд, Питкерн) и от ЕМІ до ЕМІІ (о-ва Общества). При этом, тип НІМІ, характеризующийся высоким отношением изотопов<sup>206</sup>Pb/<sup>204</sup>Pb, является мантийным членом переработанной океанической коры. Множество фигуративных точек, соответствующих данным островных и подводных хребтов Полинезии расположено на графике вблизи типа FOZO (Focal Zone component), являющимся предметом обсуждения о реальности типа компонента, присутствующего в мантии или он представлен смешанным типом смены обстановок становления островных систем [7].

Генезис базальтов океанических островов (OIB), обусловленный характером мантийных плюмов, учитывая вариации геохимических параметров, сложно объяснить плюмом единообразной по составу мантии, компоненты которой могли формироваться в результате субдукции различных типов океанической коры, переработанной континентальной коры или метасоматированной мантии. В общем, базальты подводных гор и океанических островов (OIB) отличаются от рифтогенных базальтов (MOR) большей степенью обогащения редкоземельными элементами и более значительной вариацией изотопного состава. Если рифтовые базальты представлены образцами обеднённой и однородной верхней мантии, оставшейся после длительной экстракции материала ранней Земли, то для базальтов островных систем океана характерна меньшая степень частичного плавления в астеносферных зонах, характеризующихся обеднённым и неоднородным мантийным источником или претерпевшим метасоматоз (ЮТИТА).

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Петрологические провинции Тихого океана // Говоров И.Н., Голубева Э.Д. и др. М.: Наука. 1996. 444 с.
- Рябчиков И.Д. Механизмы и условия магмообразования в мантийных плюмах //Петрология. 2003. Т. 11. № 6. С. 548–555.
- Седов А.П., Матвеенков В.В. и др. Качественная модель формирования цепей подводных гор // Вестник КРАУНЦ. Серия наук о Земле. 2005. № 5. С. 24–44.
- 4. **Campbell I. H.** Large Igneous Provinses and the Mantle Plum Hipothesis // Elements. 2005. P. 265–269.
- Putirka K. Excess temperatures at ocean islands: Implications for mantle layering and convection // Geology 2008. 36(4) P. 283–286.
- Staudigel H., Koppers A.A.P. et al. Seamounts in the subduction factory.// Oceanography. 2010. 23(1): P. 176–181.
- Wolfe C.J., Solomon S.C., Laske G. et al. // Mantle shear-wave velocity structure beneath the Hawaiian hot spot. 2009. Science 326(5958). P.1.388–1.390.

= IV. 2. ОКЕАНСКИЙ ВУЛКАНИЗМ

# РОЛЬ ВУЛКАНИЧЕСКИХ И ТЕКТОНИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ В ГЕОМОРФОЛОГИИ, СТРУКТУРООБРАЗОВАНИИ И СЕГМЕНТАЦИИ УЛЬТРАМЕДЛЕННЫХ СПРЕДИНГОВЫХ ХРЕБТОВ

© 2011 г. А. В. Кохан, Е. П. Дубинин

\*Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, географический факультет, кафедра геоморфологии и палеогеографии, Москва, kkkk1987@mail.ru \*\*Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Музей Землеведения, Москва, dubinin@mes.msu.ru

Рассмотрены спрединговые хребты главным образом Полярной Атлантики и Арктики. Они представлены хребтами Рейкъянес, Кольбенсей, Мона, Книповича и Гаккеля, которые характеризуются ультрамедленными скоростями (Vcпр < 20 мм/год) и относительной молодостью (начало спрединга относится к концу палеоцена-началу эоцена (58– 60 млн. лет)). Каждый хребет выделяется специфическими особенностями геодинамики спрединга и проявлений тектоники и вулканизма.

Хребет Рейкьянес протягивается на ≈1000 км, от 56°47′ с.ш. до 63°20′ с.ш., к юго-западу от Исландии и представляет собой отрезок дивергентной границы плит между Евразийской и Северо-Американской литосферными плитами. Севернее 64°С.ш. хребет переходит в рифтовые структуры Исландии на полуострове Рейкьянес. На юге хребет отделяется трансформным разломом (ТР) Байт от северной части Срединно-Атлантического хребта (САХ). Скорость спрединга на хребте составляет от 18.5 мм/год в районе Исландии до 20.2 мм/год в районе ТР Байт [Searle et al., 1998].

Направление раздвижения плит изменяется от 96° на широте 58°С.ш. до 100° на широте 62° с.ш [De Mets et al., 1990]. Простирание хребта составляет 36°. Угол между простиранием хребта и направлением раздвижения плит α составляет 60°-64°. На всем своем протяжении рифтовая зона хребта не нарушается ни одним трансформным разломом. Северная часть хребта характеризуется осевым поднятием присущим быстроспрединговым хребтам. В районе 59° с.ш. на протяжении 150 км происходит смена морфологии. Рифтовая ось располагается на глубинах 1200-1400 м. Южнее простирается типичная для медленно-спрединговых хребтов осевая долина шириной до 15 км. Глубина дна долины составляет от 2000 до 2500 м на крайнем юге хребта [Searle et al., 1998].

Морфология осевой зоны характеризуется наличием s-образных осевых вулканических хребтов, выстраивающихся более ортогонально относительно направления спрединга, нежели рифтовая зона хребта в целом. Они смещаются друг относительно друга вправо, в результате чего ось хребта приобретает в плане эшелонированный вид. Их простирание составляет в среднем  $15^{\circ}-22^{\circ}$ , изменяясь от  $3^{\circ}$  до  $45^{\circ}$ . Длина осевых хребтов колеблется от 5 до 40 км, высота от 50 до 200 м на севере и от 200 до 500 м на юге хребта [Appelgate, Shor, 1994].

Между 57°36' с.ш. и 57°51' с.ш. на хребте Рейкьянес расположен сегмент, который был детально изучен по программе RAMESSES [Sinha et al., 1998]. Здесь впервые под рифтовой зоной с медленным спредингом была зафиксирована коровая магматическая камера. Осевой вулканический хребет с центром на 57°45' с.ш. располагается над значительным магматическим телом в коре, находящимся на глубине на 2.5 км ниже поверхности уровня дна. Оно состоит из корово-мантийной смеси содержащей не менее 20% расплава с линзой расплава на вершине тела.

Сейсмические исследования хребта показали, что толщина коры в районе  $63^{\circ}$  с.ш. составляет 13–14 км, а в районе  $58^{\circ}$  с.ш. – 7.5–8 км [Sinha et al., 1998]. Эти значения превышают характерные средние значения для медленно раздвигающегося Срединно-Атлантического хребта составляющие 7.1 ± 0.7 км [White et al., 1992].

Проведенное нами численное моделирование подтвердило возможность развития стационарных осевых вулканических камер под рифтовой зоной в северной части хребта и их нестационарных редуцированных аналогов в южной части хребта. Изотерма T ~ 700°С контролирует, в первом приближении, переход от упругих деформаций к вязкопластичным, при этом хрупкий слой в условиях аномального прогрева мантии на хребте ( $T = 1350 - 1380^{\circ}C$ , северный участок хребта) и наличия коровых магматических очагов, достигает у оси хребта Рейкъянес толщины 1.5-1.7 км. (Отметим, что при средней температуре мантии T= 1250°С толщина этого слоя на оси достигает 3 км). Глубже изотермы  $T \approx 700^{\circ}C$  четко выделяется ослабленный слой с вязко-пластичной деформацией пород. Ниже этого ослабленного слоя снова оказывается зона упругих деформаций на этот раз пород мантии (или нижней коры). Моделирование показывает, что даже для южных

участков хребта Рейкъянес, с толщиной коры порядка 7 км слой упругих деформаций в мантии появляется лишь на расстояниях около 10 км от оси хребта. Такая реологическая стратификация литосферы хребта, связанная с аномальным прогревом мантии объясняет формирование на хребте редуцированной рифтовой долины и осевого поднятия.

Хребет Кольбейнсей протягивается на 650 км от 67° с.ш. до 71°40' с.ш. Он представляет собой молодую рифтовую систему, сформировавшуюся в результате западного перескока спрединга с отмершего хребта Эгир [Mjelde, 2008]. С юга хребет ограничен сложноустроенной разломной зоной Тьорнес, чье формирование началось примерно 30-35 млн. лет назад одновременно с началом развития спрединга на хребте. Эта крупная разломная зона, состоящая из трех сегментов, смещает рифтовую ось Восточной вулканической зоны Исландии на 100 км влево. С севера хребет смыкается с трансформным разломом Ян-Майен. Общее простирание хребта составляет 15-22°. Скорость спрединга изменяется от 1.85 см/год (67° с.ш.) с направлением в 105° до 1.7 см/год (71°40' с.ш.) с направлением в 110° [De Mets et al., 1990]. Таким образом, угол α составляет 80-85°.

В отличие от других хребтов региона, хребет Кольбейнсей сегментирован крупными трансформными нарушениями. Это ТР Спар (69°С.ш., 34 км смещения) и ТР Эгвин (70°40' с.ш., 36 км смещения). Сегменты второго порядка разбиваются на отрезки небольшими нетрансформными смещениями (НТС) с амплитудой не более 7-8 км. Спрединг развивается по субортогональному механизму и неовулканическая зона шириной 8-10 км представлена в южной части хребта системой подводных гор и конусов занимающих вершинную часть осевого поднятия шириной 40-50 км, высотой 300-500 м. Средняя часть хребта между ТР Спар и Эгвин характеризуется рифтовой долиной. Ее ширина изменяется от 3 до 13-15 км, глубина от 500 (на юге) до 1500 м (на севере). Днище долины занято неовулканической зоной шириной 4-12 км, скоплениями вулканических конусов. В северной части сегмента наблюдаются крупные вулканические хребты высотой 400-500 м, шириной 3-5 км. Небольшие НТС смешают системы вулканов на 3-4 км. Северная часть хребта характеризуется еще более глубокой и широкой рифтовой долиной (до 2.5 км и 15-20 км). Ее днище занято вулканическими хребтами высотой до 700-800 м, шириной 10-13 км. Местами они смещаются на 2-3 км нетрансформными нарушениями [Kodaira et al., 1997].

По всей видимости, хребет Кольбейнсей демонстрирует асимметрию потока астеносферного вещества от Исландского плюма. Несмотря на то, что в южной части его осевая зона выходит на поверхность (о. Кольбейнсей) и отличается обильными проявлениями вулканизма на всю длину хребта, мощность коры здесь ниже, чем на хребте Рейкьянес. В южной части она составляет  $12.1 \pm 0.4$  км, а севернее 67°20′ с.ш. сокращается до  $9.4 \pm 0.2$  км [Hooft et al., 2006]. Морфологические проявления астеносферного потока вещества также менее выражены: рифтовая долина глубже, осевое поднятие мельче и уже, однако осевые хребты даже более выражены по причине ортогонального спрединга.

Хребет Мона простирается на 600 км от острова Ян-Майен (71°С.ш.) до соединения с хребтом Книповича в районе 73°30' с.ш. и 8° в.д. Сочленение реализуется без трансформного смещения. Рифтовая зона хребта имеет простирание в 60°. Направление спрединга составляет 115° [De Mets et al., 1990]. Таким образом, угол α составляет 55°. Скорость спрединга на хребте – 1.6 см/год. Рифтовая зона располагается в рифтовой долине глубиной 2500-3500 м. Фланговые горы достигают глубин 1000-2000 м. Сюга на север рифтовая долина заглубляется от 2500 до 3500 м. Это связывают с отдаленным влиянием Исландской и Ян-Майенской горячих точек [Geli et al., 1994]. Ширина рифтовой долины составляет 12-25 км. Ее днище шириной 10-15 км занято вулканическими хребтами высотой 300-500 м, аналогичными по строению с обнаруженными на хребте Рейкьянес. Они выстраиваются по азимуту 30-35° и занимают положение, субортогональное спредингу. Вулканические хребты разделяются протяженными депрессиями длиной 30-50 км с простиранием, субпараллельным бортам рифтовой долины [Geli et al., 1994].

В районе 72°20' с.ш. и 1°30' в.д. под одним из вулканических хребтов на глубине 2 км от поверхности дна по результатам гравитационного моделирования была зафиксирована область пониженных значений вязкости, чья ширина закономерно изменяется от центров осевых хребтов к депрессиям от 5 до 15 км. Возможно, данная область связана с ареалом распространения даек и силлов в коре под рифтовой зоной. Также по этим данным были зафиксированы области пониженных плотностей шириной 1–3 и длиной от 1 до 5 км, которые возможно являются типичными скоплениями даек, либо серпентинитовыми протрузиями. Океаническая кора на хребте в районе 72°20' с.ш. и 1°30' в.д. редуцирована, ее мощность составляет 4-4.5 км [Klingelhofer et al., 2000].

**Хребет Книповича** протягивается более чем на 550 км вдоль континентальной окраины архипелага Шпицберген от 73°45' до 78°35' с.ш. [Crane et al., 2001]. На юге он ограничен хребтом Мона, с которым сочленяется под углом 102°. На севере он соединяется под углом 60° по системе трансформных разломов северо–западного простирания (трансформные разломы Моллой и Шпицбергенский) с коротким спрединговым центром – хребтом Моллой и косой по отношению к направлению раздвижения плит структуре трога Лена [Crane et al., 2001].

Хребет не нарушен трансформными смещениями. Скорость спрединга на хребте составляет 1.5-1.6 см/год. Азимут простирания хребта меняется в районе 75°50' с.ш. Севернее этой широты хребет имеет ориентировку  $000^{\circ}-007^{\circ}(002^{\circ})$ , а южнее 343°-350°(347°) [Crane et al., 2001]. С учетом предсказанного по модели NUVEL [De Mets et al., 1990] направления раздвижения плит для отрезка хребта в 307° отклонение от нормального направления спрединга в северной части хребта равно 37°, а в южной 53°. В морфологии рифтовой долины хребта ключевую роль играют два типа структур: вулканические поднятия и глубокие троги. Поднятия с относительным превышением над днищем более 500 м разбивают рифтовую долину на 6 сегментов. Их длина варьирует от 30 до 145 км. Простирание этих сегментов изменяется от 011° до 340° [Crane et al., 2001]. Высота поднятий составляет 0.5-1.1 км. Они имеют длину от 4.5 км до 18 км и ширину от 3.6 км до 13.7 км. Все поднятия ориентированы субортогонально направлению растяжения.

Магматические поднятия разделяют глубокие троги глубиной 3.4–3.7 км. Троги характеризуются U-образным (на юге) или V-образным поперечным профилем (на севере хребта), с шириной по бровкам 15–20 км, по днищу 9–14 км [Crane et al., 2001].

Океаническая кора под рифтовой долиной хребта Книповича отличается аномально низкой мощностью (3–3.5 км) [Ritzman et al., 2002]. В условиях низкой скорости спрединга и малой компоненты раздвига при значительной степени трещиноватости пород, на хребте должна быть велика роль процессов кондуктивного охлаждения пород подстилающей мантии проникающей вниз по трещинам морской водой. Это может приводить к формированию зоны пониженных сейсмических скоростей в нижней коре и мантии и развитию процессов серпентинизации в значительных масштабах.

Хребет Гаккеля Хребет протягивается на 1800 км от 83° с.ш. 6° з.д. до 125° в.д., где в районе моря Лаптевых он сочленяется под прямым углом с континентальным склоном континентальной окраины. Данный хребет характеризуется наиболее низкими значениями скоростей спрединга во всей мировой системе СОХ. Они составляют менее 1.4 мм/год. Растяжение повсеместно ортогональное. Хребет не нарушен трансформными разломами, максимальная амплитуда НТС достигает 10-12 км. На хребте было выявлено три провинции, характеризующиеся различными проявлениями вулканических и тектонических процессов. Западная магматическая провинция (7° з.д.-3° в.д.) характеризуется САХ-образной рифтовой долиной с максимальными глубинами в 4000-4200 м. Расстояние между осевыми вулканическими хребтами высотой до 1.2 км составляет 15-20 км. При уменьшении скорости спрединга ниже 1.3 см/год характер вулканизма и тектоники резко изменяется. Долина заглубляется – максимальные глубины достигают 5-5.5 км. Вулканические постройки встречаются эпизодически и только по бортам долины. На всю 300-километровую длину амагматической провинции (3-30° в.д.) зафиксирован только один вулканический центр в виде поднятия достигающего глубин в 1.5 км. По результатам драгирования в составе пород слагающих данный участок полностью преобладают габбро, дуниты, серпентиниты. В восточной вулканической зоне вулканизм также редуцирован, но вулканические поднятия встречаются через 100-150 км. Следы этих перпендикулярных оси поднятий фиксируются во внеосевой морфологии на 50-100 км. Геохимические данные свидетельствуют о высокой глубинности базальтовых выплавок, их экстремально низкой степени плавления и высокой неоднородности источника плавления. Строение коры также отличается аномалиями мощность коры колеблется от 1.8 до 3 км. В ней преобладают сильноизмененные базальтовые разности, слой 3 по скоростям сейсмических волн относят к сильно серпентинизированным перидотитам [Michael et al., 2003].

Экспериментальное моделирование Эксперименты проводились с учетом критериев подобия на установке, модельном материале и по методике, описанным в работе [Грохольский, Дубинин, 2006]. Скорость растяжения в модели составляла ~1.67\*10<sup>-5</sup> м/с. Постановка опытов была различной. В случае хребта Рейкьянес ослабленная зона закладывалась под углом в 60° к направлению растяжения, хр. Мона – 55°, хр. Кольбейнсей – 10–15°, в случае хребта Гаккеля она была ортогональна. В экспериментах, воспроизводящих условия структурообразования в северной, южной и переходной морфологических провинциях хребтов Рейкьянес и Кольбейнсей, в модели изменялись ширина ослабленной зоны и толщина хрупкого слоя модельной литосферы в ней. При моделировании условия структурообразования в рифтовой зоне хребта Книповича задавались ослабленные линейные зоны, генеральные тренды которых соответствуют современным ориентировкам хребтов Мона и Гаккеля. Их соединяла ослабленная зона, соответствующая общему тренду структур хребта Книповича и Шпицбергенской зоны разломов. В модели изменялись угол наклона ослабленной зоны по отношению к растяжению.

Результаты моделирования позволили выявить определяющие структурообразующие факторы для рассмотренных хребтов. В случае хребта Рейкъянес это меняющиеся вдоль простирания хребта толщина литосферы и ширина области прогрева, а также сильно косое растяжение, приводящее к развитию эшелона S-образных трещин различной длины, выраженности и сегментации. Для хребта Кольбейнсей – также меняющиеся вдоль простирания толщина литосферы и ширина области прогрева, при-

водящие к развитию слабо смещенных протяженных осевых трещин различной длины, выраженности и сегментации. Для хребта Мона – косое растяжение в условиях относительно холодной литосферы, приводящее к развитию эшелона осевых трещин. Для хребта Книповича – сильно косое растяжение в условиях относительно холодной литосферы хребта, расположенного вблизи континентальной окраины Шпицбергена, приводило к развитию коротких раздвиговых сегментов (типа пул-эпарт), перпендикулярных растяжению, которые соединялись длинными сдвиговыми сегментами, субпараллельными направлению растяжения; для хребта Гаккеля – ортогональное очень медленное растяжение в условиях относительно холодной литосферы, приводящее к формированию системы прямолинейных трещин, с небольшими изгибами и редкими нетрансформными смещениями и к асимметричному наращиванию аккреционных валов. Эксперименты показали отличие механизма образования осевых трещин и их распределения в зависимости от толщины хрупкого слоя коры и литосферы.

Как показали результаты анализа геологогеофизических данных, а также численное и экспериментальное моделирование интенсивность проявления тектонических и вулканических процессов значительно варьирует в рассмотренных хребтах с ультрамедленными скоростями раздвижения. Наиболее важными факторами, способствующими локализации или активизации вулканической деятельности на спрединговых хребтах, являются прогретость мантии и толщина коры, и также неортогональность спрединга.

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Грохольский А.Л., Дубинин Е.П., Экспериментальное моделирование структурообразующих деформаций в рифтовых зонах срединно-океанических хребтов // Геотектоника. 2006. № 1. С. 76–94.
- Appelgate B., Shor A.N. The northern Mid-Atlantic and Reykjanes Ridges: spreading center morphology between 55°50' N and 63°00' N // J.Geophys.Res. 1994.

V. 99. № B9. P. 17935-17956.

- 3. Crane K., Doss H. et al. The role of the Spitzbergen shear zone in determining morphology, segmentation and evolution of the Knipovoch ridge // Marine Geophysical Researches. 2001. V. 22. P. 153–205.
- De Mets C., Gordon R.G., Argus D.F., Stein S. Current plate motions // Geophys.J.Int. 1990. V. 101. P. 425–478.
- Geli L., Renard V., Rommevaux C. Ocean formation processes at very slow spreading centers: A model for the Mohns Ridge, near 72°N, based on magnetic, gravity, and seismic data // J. Geophys. Res. 1994. V. 99, N B2. P. 2995–3013.
- Hooft E.E., Brandsdottir B., Mjelde R. et al. Asymmetric plume-ridge interaction around Iceland: The Kolbeinsey Ridge Iceland Seismic Experiment // Geochemistry, Geophysics, Geosystems. V. 7. N5. 2006.
- Klingelhofer F., Geli L. et al. Geophysical and geochemical constraints on crustal accretion on the veryslow spreading Mohns ridge // Geophys. Res. Lett. 2000. V. 27. № 10. P. 1547–1550.
- Kodaira, S., Mjelde, R. et al. Crustal structure of the Kolbeinsey Ridge, North Atlantic, obtained by use of ocean bottom, seismographs // JGR. 1997. V. 102. B2.
- Michael P., Langmuir C.H. et al. Magmatic and amagmatic seafloor generation at the ultra-slow spreading Gakkel ridge, Arctic ocean // Nature. 2003. V. 423. P. 956–961.
- Ritzman O., Jokat W., Mjelde R., Shimamura H., Crustal structure between the Knipovich Ridge and the Van Mijenfjorden (Svalbard) // Marine Geophysical Researches. 2002. V. 23. P. 379–401.
- 11. Searle R.C., Keeton J.A., Owens R.B. et al. The Reykjanes Ridge: structure and tectonics of a hot-spot-influenced, slow-spreading ridge, from multibeam bathymetry, gravity and magnetic investigations // Earth Planet. Sci. Lett. 1998. V. 160. P. 463–478.
- Sinha M. C., Constable S. C., Peirce C. et al. Magmatic processes at slow spreading ridges: implications of the RAMESSES experiment at 57°45' North on the Mid-Atlantic Ridge // Geophys. J. Int. 1998. V. 135. P. 731–745.
- White, R.S., McKenzie D., O'Nions, R.K. Oceanic crustal thickness from seismic measurements and rare earth element inversions // J. Geophys. Res.. 1992. V. 97. № 19. P. 19683–19715.

### IV. 2. ОКЕАНСКИЙ ВУЛКАНИЗМ

## К СТРОЕНИЮ КОНИЧЕСКИХ ГОР И ХОЛМОВ ЛОЖА СЗ ПАЦИФИКИ

### © 2011 г. В. Л. Ломтев

Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН, Южно-Сахалинск

После выхода "Геологии дна Тихого океана" Г.У. Менарда [1966] конические горы, гайоты и холмы на ложе Пацифики стали считать подводными вулканическими, т.е. насыпными, лаво-шлаковыми, постройками юрско-мелового, реже кайнозойского, возраста прежде всего на основании их морфологического сходства с наземными вулканами Удинцев, 1972; Рудич, 1984; Строение..., 1984; Тектоника..., 1983; Хосино, 1986; Васильев, 1988]. В последние 50-60 лет их изучают в основном по данным промера, гравимагнитных наблюдений, гидролокации бокового обзора, драгирования, бурения и сейсморазведки методом отраженных волн (НСП МОВ и МОВ-ОГТ). При интерпретации данных высокочастотного (120-150 Гц) НСП ИМГиГ по прикурильской части ложа СЗ Пацифики (рис. 1-5) было замечено, что в большинстве своем конические горы и холмы, иногда многовершинные (кусты или массивы), представляют собой молодые, позднекайнозойские экструзивные формы, не имеющие вершинных кратеров и склоновых, лаво-шлаковых шлейфов [Ломтев, 2000, 2010; Ломтев и др., 1997]). По размерам они существенно уступают горам Императорской и Гавайской цепи или гайотам ЮЗ Пацифики, чья высота превышает 5-6, а диаметр основания – 100 км [Батиметрическая..., 1977]. Экструзии или их ядра протыкания поднимают и/или прорывают мезозойские траппы (слой 3 и низы слоя 2) и надтрапповый осадочный чехол (слой 1 и верхи слоя 2). нередко с признаками его последующего оползания и/или размыва (рис. 2, 4). Один из лучших примеров предполагаемой экструзивной природы конических гор и холмов исследуемого региона дает профиль 30 (рис. 3), который надежно фиксирует подъем на склоны почти идеального "стратовулкана" близ разлома Тускарора и восточного края вала Зенкевича (Хоккайдо) опакового слоя позднемеловых пестрых кремней и глин (уплотненные лессы [Ломтев и др., 2004б; Патрикеев и др., 1997]). В строении абиссальных холмов на временных разрезах НСП нередко можно видеть массу дифракций, связанных с внедрением вязкого субстрата ядер протыкания экструзий (рис. 5). По данным НСП и бурения можно предполагать в основном позднекайнозойский (миоценквартер) возраст конических гор и холмов региона и их относительную разновозрастность (до-, кон- и постседиментационные формы). Первые определяют положение долин фанов (палеорельеф, рис. 1) и



**Рис. 1.** Профиль НСП 89 через рифтограбен (раздвиг) в зоне разлома Хоккайдо, частью выполненный контрастными, миоцен-раннечетвертичными турбидитами [Ломтев и др., 1997].

ЭК – экструзивный купол, ПР – подводное русло, НД – намывная дамба. Координаты пикетов (ПК) 5.30 (44°42.50 с.ш., 157°22.62 в.д.) и ПК 7.30 (44°32.57 с.ш., 157° 44.63 в.д.). Вертикальный масштаб в секундах двойного пробега, вертикальные линии – получасовые марки времени и повороты здесь и на рис. 2–5. Положение профилей НСП на рис. 5 см. также в работе [Патрикеев, 2009].



**Рис. 2.** Профили 77,78 через южный борт рифтограбена (раздвиг) в зоне разлома Хоккайдо с молодой конической горой и сползающим кайнозойским чехлом на ее склонах.





**Рис. 3.** Профиль 30 с конической горой (глубина вершины ~2800 м) у восточного края вала Зенкевича близ разлома Тускарора [Ломтев, 2000].

Экструзивная природа и кайнозойский возраст горы определяются по подъему на ее склоны позднемелового опакового слоя (пестрые кремни и глины [Рудич, 1984]). Координаты ПК 2.00 (39°01.47 с.ш., 148°11.78 в.д.) и ПК 4.00 (39°10.57 с.ш., 148°24.68 в.д.). КОС – кровля опакового слоя.

нередко имеют котловины вымывания (моуты) по периметру основания [Ломтев и др., 1997; Патрикеев, 2009], у вторых мощность кайнозойского чехла утоняется к вершине (рис. 2 и возможно 4), а третьи его прорывают (рис. 5). Скорость их роста видимо не превышает 0.1–1.5 мм/год, близкую магматическим диапирам (1–2 мм/год [Кукал, 1987]). Горы и холмы палеогенового и мезозойского возраста, в том числе и вулканические, например, связанные с трапповым магматизмом [Макаренко, 1983; Васильев, 1988], вряд-ли могли сохраниться в эпоху пенепленизации региона (поздний мел – палеоген), продолжавшуюся примерно 80 млн. лет или предшествующие эпохи площадной абразии при крупных трансгрессии и регрессии позднего эпиконтинентального Тетиса (вал Зенкевича) и отчасти при трансгрессии и становлении молодой Пацифики в раннем миоцене [Ломтев и др., 1997.20046]. По данным промера и

ВУЛКАНИЗМ И ГЕОДИНАМИКА, Екатеринбург, ИГГ УрО РАН, 2011



Рис. 4. Профиль 5 с молодым экструзивным холмом на севере поднятия Шатского [Ломтев и др., 1997].



Рис. 5. Профиль 33 на севере вала Зенкевича с молодым экструзивным холмом близ предполагаемого складчатого надвига [Ломтев, 2000].

Координаты ПК 15.00 (46°50.0 с.ш., 156°19.3 в.д.) и ПК 17.00 (46°51.8 с.ш., 156°42.0 в.д.).

НСП экструзивные конические горы и холмы обнаружены на абиссальном ложе (СЗ плита), внешнем склоне и днище Японского и Курильского желобов, но отсутствуют на тихоокеанской окраине смежных островных дуг [Тектоника..., 1980.1983; Патрикеев, 2009]. В тылу последних по данным НСП также обнаружены молодые экструзивные образования, но связанные вероятно с тектоникой и магматизмом зоны Беньофа [Ломтев, Гуринов, 2008].

Для суждения о генезисе рассматриваемых форм ложа СЗ Пацифики важен профиль МОГТ 1, отработанный на краевом вале Зенкевича (Хоккайдо) и прилегающей котловине Тускарора близ одноименного разлома и регионального профиля ГСЗ 1–0 [Ломтев, 2010]. Его временной разрез полностью представлен в атласе В.Н. Патрикеева [2009]. В работе [Патрикеев, Ломтев, 1997] автором представлена его первая геологическая интерпретация, описана сейсмо- и тектоностратиграфия океанической коры (слои 1–4) и сделан вывод о ее аллохтонном залегании благодаря пластовому гравитационному срыву к юго-востоку по кровле слоя 5 (автохтон). На расстоянии 650 км экструзии не нарушают гладкий рельеф деколлемента и его региональный (0.1°) наклон, следовательно, они формировались под мезозойскими траппами (высокоскоростные слой 3 и низы слоя 2), т.е. в слое 4 (слой трения в низах аллохтона с небольшой инверсией скорости). Его тонкослоистое строение, многочисленные чешуйчатые надвиги северозападного падения и складки срыва позволяют предполагать в его составе осадочные толщи раннего эпиконтинентального? Тетиса (палеозой-рифей?). Если полагать, что в неоген-четвертичное время под влиянием тепла трения дивергентного срыва слоев 1-4 они были гранитизированы, то экструзивные конические горы и холмы региона предварительно можно считать гранитными куполами и, следовательно, независимыми индикаторами корового срыва [Ломтев, 2007.2010]. Замечу, что среди исследователей сейчас распространена точка зрения о пре-

ВУЛКАНИЗМ И ГЕОДИНАМИКА, Екатеринбург, ИГГ УрО РАН, 2011

имущественно серпентинитовом составе слоя 4, обусловленным серпентинизацией перидотитов благодаря поступлению морской воды (см. [Патрикеев, 2009] и ссылки в ней). Последнее предполагает падение уровня Пацифики и не согласуется с его кривой М. Хосино [1986]. Бурением на Императорских горах, Гавайях, гайотах и атоллах ЮЗ Пацифики мезокайнозойский, осадочно-вулканогенный чехол полностью не вскрыт [Удинцев, 1972; Рудич, 1984; Хосино, 1986]. Примечательно, но на абиссальных холмах (рис. 4 и особенно 5) кровля ядер протыкания экструзий залегает неглубоко под дном и вполне доступна для бурения. Особо обратим внимание на многочисленные признаки газонасыщенности слоев 1.2 на профилях НСП и МОГТ1 в котловине Тускарора и абиссальном проходе в котловину Картографов (к югу от субширотного фаса поднятия Шатского), связанные с термогенерацией (тепло трения срыва) углеводородов в слое 4 (газо- и возможно нефтематеринский комплекс [Ломтев и др., 2004а]), а также известные данные по низкому (~1 е.т.п.) кондуктивному теплопотоку на ложе СЗ Пацифики [Строение..., 1984]. Интерес к упомянутым данным связан с тем, что они позволяют считать коровый срыв и сопутствующий экструзивный вулканизм "холодным" (точнее "теплым" – вероятно первые сотни градусов в слое трения [Ломтев, 2007]). Иначе говоря здесь вполне возможно реализуется механизм эксгумации (всплывания) более легких (и добавим - теплых) гранитных протрузий, описанный недавно М.Г. Леоновым с соавторами [2008]. В этом контексте отсутствие экструзивных (протрузивных) гор и холмов на тихоокеанской окраине Японской и Курильской дуг можно связывать с выклиниванием слоя 4 вдоль континентальной (островодужной) окраины раннего Тетиса (Choi, 1987), а известные региональные различия в размерах конических гор и гайотов, отмеченные выше, видимо отражают соответствующие вариации в мощности слоя 4, т.е. топографию его океанических бассейнов. Коровые глубины гранитизации его толщ при неоген-четвертичном срыве, происходившие синхронно с заполнением впадины Пацифики [Ломтев и др., 2004б], позволяют предполагать, что предшествовавший позднекайнозойскому, гранитоидному мезозойский трапповый магматизм очевидно был связан с более глубинными и "горячими" срывами в верхней мантии, местами (Гавайи) еще сохраняющим свою вулканическую и сейсмическую активность.

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Батиметрическая карта Мирового океана. М-б 1: 10000000. М.: ГУГК при СМ СССР, 1977.
- 2. Васильев Б.И. Основные черты геологического строения северо-западной части Тихого океана. Владивосток: ДВО АН СССР, 1988. 192 с.
- 3. **Кукал Зд.** Скорость геологических процессов. М.: Мир, 1987. 246 с.

- Леонов М.Г., Морозов Ю.А., Никитин А.В. Постумная тектоника и механизм эксгумации гранитных массивов (на примере Прибайкалья и Тянь-Шаня) // Геотектоника. 2008. № 2. С. 3–31.
- Ломтев В.Л. К строению ложа Северо-Западной Пацифики // Уральский геофизический вестник. 2010. № 1(16). С. 21–32.
- Ломтев В.Л. Мезокайнозойский пенеплен в Северо-Западной Пацифике // Строение земной коры и перспективы нефтегазоносности в регионах Северо-Западной окраины Тихого океана. Южно-Сахалинск: ИМГиГ ДВО РАН, 2000 Т. 2. С. 38–53.
- Ломтев В.Л. Проблемы строения и истории развития ложа СЗ Пацифики // Фундаментальные проблемы геотектоники. М.: ГЕОС, 2007. Т. 1. С. 398–400.
- Ломтев В.Л., Гуринов М.Г. Экструзии (плюмы) охотской окраины Курильской дуги близ кальдеры Львиная Пасть (о-в Итуруп) // Литосферв. 2008. № 1. С. 124–132.
- Ломтев В.Л., Жигулев В.В., Кононов В.Э., Агеев В.Н. Возможности метода непрерывного сейсмического профилирования (НСП) при нефтегазопоисковых исследованиях // Геодинамика, геология и нефтегазоносность осадочных бассейнов Дальнего Востока России. Южно-Сахалинск: ИМГиГ ДВО РАН, 2004а. Т. 1. С. 107–119.
- Ломтев В.Л., Патрикеев В.Н., Сергеев К.Ф. и др. Пацифида, Тетис и Пацифика // Там же, 20046. С. 131–144.
- 11. Ломтев В.Л., Патрикеев В.Н., Немченко Г.С. Сейсмостратиграфия кайнозойского осадочного чехла Северо-Западной плиты Тихого океана // Структура и вещественный состав осадочного чехла Северо-Запада Тихого океана. Южно-Сахалинск: ИМГиГ ДВО РАН, 1997. С. 21–41.
- Макаренко Г.Ф. Вулканические моря Земли и Луны. М.: Недра, 1983. 142 с.
- Менард Г.У. Геология дна Тихого океана. М.: Мир, 1966. 274 с.
- Патрикеев В.Н. Атлас сейсмических разрезов Северо-Западной плиты Тихого океана. М.: ГЕОС, 2009. 208 с.
- Патрикеев В.Н., Ломтев В.Л. Сейсмостратиграфия Северо-Западной плиты Тихого океана на профиле МОГТ // Структура и вещественный состав осадочного чехла Северо-Запада Тихого океана. Южно-Сахалинск: ИМГиГ ДВО РАН, 1997. С. 42–64.
- Патрикеев В.Н., Ломтев В.Л., Немченко Г.С. Сейсмостратиграфия мезозойского осадочного чехла Северо-Западной плиты Тихого океана // Там же, 1997. С. 5–20.
- 17. Рудич Е.М. Расширяющиеся океаны: факты и гипотезы. М.: Недра, 1984. 251 с.
- Строение дна северо-запада Тихого океана (геофизика, магматизм, тектоника). М.: Наука, 1984. 231 с.
- Тектоника Курило-Камчатского глубоководного желоба. М.: Наука, 1980. 179 с.
- 20. Тектоника северо-западной части Тихого океана. М.: Наука, 1983. 118 с.
- 21. Удинцев Г.Б. Геоморфология и тектоника дна Тихого океана. М.: Наука, 1972. 394 с.
- 22. Хосино М. Морская геология. М.: Недра, 1986. 432 с.
- 23. Choi D.R. Continental crust under the NW Pacific Ocean // J. Petrol. Geol.1987. V. 10, № 4. P. 425–440.

### IV. 2. ОКЕАНСКИЙ ВУЛКАНИЗМ

# ИНТЕГРИРОВАННЫЙ КАТАЛОГ ПОЗДНЕКАЙНОЗОЙСКИХ ПОДВОДНЫХ ВУЛКАНОВ ТИХОГО ОКЕАНА

### © 2011 г. В. А. Рашидов

Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, rashidva@kscnet.ru

Для решения задач систематизации оригинальных данных, полученных в экспедициях НИС "Вулканолог" в 1977–1991 гг. при изучении подводного вулканизма Тихого океана, на базе "Каталога подводных вулканов Курильской островной дуги" [Авдейко, 1993; Подводный..., 1992; Новейший..., 2005], в котором приводится информация о 97 вулканах, был создан "Каталог позднекайнозойских подводных вулканов Тихого океана" [http://www.kscnet.ru/ivs/ grant/grant 04/catalogue.html; Рашидов, 2010].

В каталоге представлены сведения о 316 подводных вулканах. Даны названия и координаты вулканов, глубины вершин и относительные высоты построек. С каталогом сопряжены данные об объемах 124-х, оригинальные данные о намагниченности пород 23-х и химическом составе пород 83-х подводных вулканов.

При составлении каталога использованы как собственные оригинальные данные, полученные в

14 вулканологических экспедициях на НИС "Вулканолог", так и большое количество литературных источников [Авдейко, 1984; Безруков и др., 1958; Бондаренко, Рашидов, 2003, 2004, 2006; Бондаренко и др., 1994; Гавриленко, 1997; Горшков и др., 1980; Гущенко, 1979; Рашидов, 1996, 1997, 2001; Рашидов, Бондаренко, 2003; Рашидов, Сапожников, 2001; Селиверстов и др., 1996; Bloomer et al., 1989; Раdang, 1953; Patte, 1925a, 1925b; Sapper, 1917; Siebe, 1995; Simkin T., Siebert, 1994] и материалов из сети Интернет.

Интегрированный анализ имеющегося материала (Рашидов, 2010) показал, что над 16.7% подводных вулканов отмечены отрицательные аномалии магнитного поля ( $\Delta T$ )а, над 13% – положительные аномалии с амплитудой до 100 нТл, над 9.3% – с амплитудой 301–400 нТл. По 10% приходится на долю вулканов с амплитудой 101–200 и 401–501 нТл (рис. 1).



Рис. 1. Амплитуда магнитных аномалий (?Т)а позднекайнозойских подводных вулканов Тихого океана.



Рис. 2. Средние значения естественной остаточной намагниченности драгированных вулканитов.



Рис. 3. Средние значения магнитной восприимчивости драгированных вулканитов.



Рис. 4. Глубины вершин позднекайнозойских подводных вулканов Тихого океана.

Горные породы, слагающие подводные вулканы, оказались сильно дифференцированными по величине естественной остаточной намагниченности, магнитной восприимчивости (рис. 2, 3) и Q-фактора. Наиболее магнитными являются свежие неизмененные разности. На подводном вулкане Эсмеральда в Марианской островной дуге и в зоне трещинных подводных излияний в Новогвинейском море были драгированы базальты, естественная остаточная намагниченность которых достига-



**Рис. 5.** Объемы позднекайнозойских подводных вулканов Тихого океана.

ет в отдельных образцах 199 и 172 А/м, а Q-фактор 96.4 и 86.75, соответственно. Естественная статочная намагниченность андезитов, драгированных на подводном вулкане Эдельштейна в Курильской островной дуге и в пределах вулканической группы Софу в Идзу-Бонинской островной дуге достигает в отдельных образцах 50 и 35 А/м.

Позднекайнозойские подводные вулканы Тихого океана развиты неравномерно: 34.5% подводных вулканов расположены в пределах Курильской, 19% – в пределах Марианской, а 5.7% – в переделах Идзу-Бонинской островных дуг. 5% составляет доля подводных вулканов Японии, а 4% – Новой Зеландии.

Глубины вершин подводных вулканов изменяются в диапазоне от 2 до 6200 м (рис. 4). У 29.5% подводных вулканов вершины расположены на глубинах 0–200 м, у 9.7% – на глубинах 201–400 м, у 8.3% – на глубинах 401–600 м, у 7.2% – на глубинах 601–800 м, а у 8.4% – на глубинах 801–1000 м. Вершины 17% вулканов расположены на глубинах 1001–1600 м.

Относительная высота подводных вулканов изменяется от 40 до 4060 м. Относительная высота 12.7% вулканов – 201–400 м, 9.8% – 401–600 м, 8.45% – 601–800 м. По 10% составляют вулканы с относительной высотой 801–1000 и 1201–1400 м. Средние размеры оснований вулканов изменяются от 1.8 до 30 км. 13.3% составляют вулканы с размером основания до 5 км, 41% – с размером от 5.1 до 10 км, 20.5% – с размером от 10.1 до 15 км, 14.5% – с размером от 15.1 до 20 км.

На долю подводных вулканов, объем построек которых находится в интервале от 1 до 50 км<sup>3</sup> приходится 55.6%, от 51 до 100 км<sup>3</sup> – 12.8%, от 101 до 150 км<sup>3</sup> – 11.1% (рис. 6).

Обобщение и систематизация материалов комплексных вулканологических исследований, выполненных на НИС "Вулканолог" и представление их в сети Интернет в свободном доступе предоставляют различным исследователям уникальные информационные возможности для изучения подводного вулканизма.

Работа выполнена при финансовой поддержке Президиума ДВО РАН (проект 09-III-A-08-427).

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Авдейко Г.П. Подводный вулканизм островных дуг. Диссертация в форме научного доклада, представленная на соискание ученой степени доктора геолого-минералогических наук. Москва, 1993. 66 с.
- 2. Авдейко Г.П., Гавриленко Г.М., Черткова Л.В. и др. Подводная газогидротермальная активность на северо-западном склоне о. Парамушир (Курильские острова) // Вулканология и сейсмология. 1984. № 6. С. 66–81.
- Безруков П.Л., Зенкевич Н.Л., Канаев В.Ф., Удинцев Г.Б. Подводные горы и вулканы Курильской островной гряды // Тр. Лаб. вулканологии. 1958. Вып. 13. С. 71–88.
- 4. Бондаренко В.И., Рашидов В.А. Вулканический массив Черных Братьев (Курильские острова) // Вулканология и сейсмология. 2003. № 3. С. 35–51.
- Бондаренко В.И., Рашидов В.А. Новые данные о морфологии подводных вулканических хребтов Гидрографов и Броутона (Курильская островная дуга) // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2004. № 4. С. 51–58.
- 6. Бондаренко В.И., Рашидов В.А. Погребенная подводная вулканическая зона к западу от о. Парамушир (Курильская островная дуга) // Вестник КРА-УНЦ. Науки о Земле. 2006. № 2. Вып. 8. С. 69–85.
- 7. Бондаренко В.И., Рашидов В.А., Селиверстов Н.И., Шкира В.А. Подводный вулкан к западу от о-ва Парамушир // Вулканология и сейсмология. 1994. № 1. С. 13–18.
- 8. Гавриленко Г.М. Подводная вулканическая и гидротермальная деятельность как источник металлов в железо-марганцевых образованиях островных дуг. Владивосток: Дальнаука, 1997. 164 с.
- Горшков А.П., Абрамов В.А., Сапожников Е.А. и др. Геологическое строение подводного вулкана Эсмеральда // Вулканология и сейсмология. 1980. № 4. С. 65–78.

- **10. Гущенко И.И.** Извержения вулканов мира. Каталог. М.: Наука, 1979. 475 с.
- Новейший и современный вулканизм на территории России / Отв. ред. Н.П. Лаверов. М.: Наука, 2005. 604 с.
- Подводный вулканизм и зональность Курильской островной дуги / Отв. ред. Ю.М. Пущаровский. М.: Наука, 1992. 528 с.
- 13. Рашидов В.А. Строение действующего подводного вулкана в островной дуге Кермадек по данным гидромагнитной съемки // Вулканология и сейсмология. 1996. № 4. С. 114–118.
- 14. Рашидов В.А. Возможности гидромагнитной съемки при поиске подводных вулканов (на примере позднекайнозойского вулканизма Южно-Китайского моря) // Вулканология и сейсмология. 1997. № 1. С. 17–31.
- **15.** Рашидов В.А. Геомагнитные исследования подводных вулканов Минами-Хиоси и Фукудзин (Марианская островная дуга) // Вулканология и сейсмология. 2001. № 5. С. 55–64.
- 16. Рашидов В.А. Геомагнитные исследования при изучении подводных вулканов островных дуг и окраинных морей западной части Тихого океана. Автореферат диссертации на соискание ученой степени кандидата технических наук. Петропавловск-Камчатский, 2010. 27 с.
- 17. Рашидов В.А., Бондаренко В.И. Подводный вулканический массив Эдельштейна (Курильская островная дуга) // Вулканология и сейсмология. 2003. № 1. С. 3–13.
- 18. Рашидов В.А., Сапожников Е.А. Геолого-геофизические исследования подводной вулканической группы Софу (Идзу-Бонинская островная дуга) // Вулканология и сейсмология. 2001. № 4. С. 39–47.
- 19. Селиверстов Н.И., Авдейко Г.П., Иваненко А.Н. и др. Новый подводный вулкан в западной части Алеутской островной дуги // Вулканология и сейсмология. 1986. № 4. С. 3–16.
- 20. Bloomer Sh. H., Stern R.J., Smoot N.Chr. Physical volcanology of the submarine Mariana and Volkano Arcs // Bull. Volcanol. 1989. V. 59. № 3. P. 210–224.
- **21.** Padang Van N.M. Philppine Island and Cochinchina // Catalogue of the Aktive Volkanoes of the World Including Solfatara Fields. Intern. Assoc. of Volkanology. Napoli. Italia, 1953. Pt. 2. P. 46–49.
- Patte E. Description de l'ile des Cenders, volcan apparu au large de la cote d'Annam (1923) // Bull. Volcanol. Napoli, 1925a. V. 2. P. 162–172.
- **23.** Patte E. Etude de l'ile des Cenders, volcan apparu au large de la cote d'Annam // Bull. Serv. Geol. de l'Indochina. 1925b. V. 13. Fasc. 2. P. 162–172.
- **24. Sapper K.** Katalog der geschichtichen Vulkansbrüche. Strasburg, 1917. 358 p.
- 25. Siebe C., Komarovsky J.C., Delgado H. et al. Submarine eruption near Socorro Island, Mexico: Geochemistry and scanning electronmicroscopy studies of floating scoria and reticulite // J. Volcanology and Geothermal Research. 1995. V. 68. № 4. P. 239–271.
- Simkin T., Siebert L. Volcanoes of the World. Geoscience Presss, Inc. Tusson. Arizona, 1994. 349 p.

### IV. 2. ОКЕАНСКИЙ ВУЛКАНИЗМ

# ОКЕАНИЧЕСКИЕ БАЗАЛЬТЫ ЧАРСКОЙ СУТУРНО-СДВИГОВОЙ ЗОНЫ: ГЕОХИМИЯ, МАНТИЙНЫЕ ИСТОЧНИКИ И ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ ОБСТАНОВКИ

### © 2011 г. И. Ю. Сафонова, В. А. Симонов, Е. В. Курганская

Институт геологии и минералогии СО РАН, Новосибирск, inna03-64@mail.ru

### ВВЕДЕНИЕ

Чарская сутурно-сдвиговая зона Восточного Казахстана, включающая одноименный офиолитовый пояс, находится среди осадочновулканогенных образований позднедевонскораннекарбонового возраста, являющихся фрагментами раннекарбоновых аккреционных призм и преддугового прогиба, отделенных от окраин Казахстанского и Сибирского континентов последующими сдвиговыми процессами (Buslov et al., 2004). В Чарской сутуре, сформированной при закрытии Обь-Зайсанской ветви Палеоазиатского океана, базальты присутствуют в виде маломощных тектонических пластин в ассоциации с осадочными породами и входят в состав 3-х типов тектонических меланжей (Полянский и др., 1979: Беляев, 1985). Раннепалеозойский меланж 1-го типа содержит блоки высоко метаморфизованных пород, габбро и базальтов в серпентинитовом матриксе. Ордовикский меланж 2-го типа представлен блоками и линзами океанических вулканогенных и осадочных пород, а также серпентинизированных перидотитов, габбро и амфиболитов. Позднекарбоновый-раннепермский меланж 3-го типа разделяет тектонические сдвиговые пластины, оконтуривающие Чарскую зону (рис. 1). Базальты ассоциируют с кремнями, содержащими радиолярии верхнедевонские-раннекарбоновые (Сенников и др., 2003; Safonova et al., 2009).



**Рис. 1.** Геологическая схема Чарской сдвиговой зоны (из [Buslov et al., 2004] с изменениями).

1 – меланж I типа; 2 – меланж II типа; 3 – меланж III типа (см. текст); 4 – среднедевонские базальты и кремни; 5 – раннесреднедевонские массивные известняки; 6 – ордовикские габбро; 7 – чередование визейско-намюрских олистостром и среднедевонско-раннекарбоновых базальтов; 8 – чередование тектонических пластин раннекарбоновых преддуговых турбидитов, рифовых известняков и океанических вулканогенно-кремнистых пород; 9 – вулканогенные молассы (С<sub>3</sub>); 10 – щелочные вулканиты (С<sub>3</sub>); 11 – сдвиги (С<sub>3</sub>-Р<sub>1</sub>); 12 –пост-коллизионные граниты (Р<sub>3</sub>); 13 – четвертичные отложения.

### ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ

Вулканические породы представлены порфировыми, афировыми и миндалекаменными базальтами и андезибазальтами, долеритами и микрогаббро. Породы подверглись низкотемпературному региональному метаморфизму зеленосланцевой фации. По составу породообразующих и редких элементов базальты Чарской зоны были разделены на 2 группы: 1) деплетированные (низкие Ті, Nb, легкие редкие земли – LREE) и 2) обогащенные (высокие Ti, Nb, LREE). По соотношению щелочей и SiO<sub>2</sub> породы соответствуют базальту, трахибазальту и базальтовому андезиту. Более надежная классификация для измененных океанических вулканитов основана на соотношении Nb/Y и SiO<sub>2</sub> (Winchester and Floyd, 1977), согласно которой породы четко делятся на щелочные и субщелочные разности (рис. 2).

Базальты характеризуются наличием трендов обогащения пород железом в ходе фракционирования и относительно широким разбросом значений #Mg и Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> при достаточно узком диапазоне SiO<sub>2</sub>. Содержания SiO<sub>2</sub> варьируют от 45.3 до 50.7 mac. %, Mg# = 46–56, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> = 11.5-13.8 mac. % для деплетированной группы и SiO<sub>2</sub> = 45-52.8 mac. %, Mg# = 30-51,  $Fe_2O_3 = 9.8-13.6$  mac. % для обогащенной группы. В деплетированной группе содержания TiO<sub>2</sub> и P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> варьируют от 1.3 до 1.8 и от 0.13 до 0.20 мас. % соответственно, а Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> меняется от 12.8 до 16.8 мас. %. По сравнению с обогащенными разностями базальты этой группы содержат меньше Th, Hf, LREE, P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>, Nb, Zr. Отношение Zr/Nb изменяется от 37 до 48. В обогащенной группе значения TiO<sub>2</sub> и P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> варьируют от 2.2 до 3.8 и от 0.3 до 0.8 мас. % соответственно, а Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> меняется от 15.7 до 18.6 мас. %, что выше, чем в деплетированных разностях. Отношение Zr/Nb варьирует от 4 до 25. Отношения Ba/Rb выше в 1-ой группе.

Кривые распределения REE для первой группы (рис. 3) показывают, что породы обеднены LREE с  $La_{Ncp} = 13$ ,  $(La/Yb)_N = 0.5-1.0$ . Еи максимумов не наблюдается. По распределению нормированных к примитивной мантии редких элементов (рис. 4) видно, что породы этой группы обеднены Nb и некоторые, но не все Th, что в целом характерно для большинства базальтов срединноокеанических хребтов (MORB; Nb/La<sub>pm</sub> = 0.3-0.9, Nb/Th<sub>pm</sub> = 0.1-1.7), образованных на уровне шпинелевой фации мантийных глубин [Hirschmann and Stolper, 1996]. Кривые распределения REE для второй группы (рис. 3) показывают явное обогащение базальтов LREE с  $La_{Ncp} = 54.8$ ,  $(La/Yb)_N = 1.8-8.1$ при отсутствии выраженных Eu минимумов. Степень дифференциации LREE и HREE средняя: La/Sm<sub>N</sub> варьирует от 1 до 2.97, а Gd/Y $\dot{b}_{N}$  – от 1.47 до 2.74. По распределению нормированных к примитивной мантии редких элементов



**Рис. 2.** Классификационная диаграмма Nb/Y–SiO<sub>2</sub> для вулканических пород Чарской зоны [Winchester and Floyd, 1977].

Кружки – породы типа MORB, квадраты – типа OIB.



**Рис. 3.** Нормированные по хондриту кривые распределения редкоземельных элементов для вулканических пород Чарской зоны.

Нормировочные значения и данные для MORB и OIB взяты из [Sun and McDonough, 1989]. Символы: см. рис. 2.

(рис. 4) видно, что большинство образцов с наиболее дифференцированными REE имеют Nb максимум относительно La и Th (Nb/La<sub>pm</sub> = 1.1–1.5, Nb/Th<sub>pm</sub> = 1.3–1.8), что большинством исследователей считается характерным для базальтов океанических островов (OIB). Для некоторых образцов отмечается минимум по Y, что может быть связано с кристаллизацией граната, поскольку такие образцы также характеризуются достаточно дифференцированными HREE (Gd/Yb<sub>n</sub> = 1.5–3.3). Таким, образом, породы 1-ой группы имеют химические характеристики, близкие к MORB, т.е. обеднены высокозарядными элементами (HFSE) и LREE и имеют повышенные Zr/Nb. Породы 2-ой



**Рис. 4.** Нормированные по примитивной мантии мульти-компонентные диаграммы редких элементов для вулканических пород Чарской зоны. Нормировочные значения и данные для МОRB и OIB взяты из [Sun and McDonough, 1989]. Символы: см. рис. 2.

группы близки по составу к OIB, т.е. характеризуются высокими LREE и HFSE и низкими Zr/Nb.

## СТЕПЕНИ ПЛАВЛЕНИЯ И МАНТИЙНЫЕ ИСТОЧНИКИ

Для <u>базальтов 1-ой группы</u>, обедненных LREE, Ті и Nb, мы допускаем образование из мантийного источника на уровне шпинелевой фации, т.к. они имеют кривые REE, не фракционированные в обла-



Рис. 5. Диаграмма La/Sm – Lu/Hf для оценки типа мантийного источника и степени плавления в нем. Показаны кривые частичного плавления (от 0.01 до 20%) шпинелевого и гранатового перидотита [Regelous et al., 2003]. Звездочка – состав примитивной мантии. Символы: см. рис. 2.

сти тяжелых редких земель [Hirschmann and Stolper, 1996] и низкие отношения Gd/Yb<sub>n</sub> (рис. 3). Низкие степени дифференциации LREE и отрицательные аномалии по Nb (рис. 4) предполагают однотипный деплетированный верхнемантийный источник. Базальты характеризуются прогрессирующим снижением концентраций от Sm к La, а затем и от Nb к Th, типичного для современных базальтов типа MORB. Близкие отношения Gd/Yb<sub>n</sub>, т.е. одинаковый уровень дифференциации HREE, подразумевают фактически одинаковую глубину/типа мантийного источника, из которого выплавлялись базальтовые расплавы, избежавшие кристаллизации в промежуточных камерах в результате быстрого подъема на поверхность в зоне спрединга. Деплетированные базальты, вероятно, являются результатом плавления шпинелевого перидотита (рис. 5), а низкие значения La/Sm и высокие Lu/Hf свидетельствуют об относительно высоких степенях плавления в пределах поля устойчивости шпинели из истощенного мантийного источника типа DMM [Saunders et al., 1988] с La/Sm отношением близким к таковому в примитивной мантии (Sun, McDonough, 1989).

Для базальтов 2-ой группы, обогащенных LREE, Ті и Nb, мы предполагаем источник связанный с действием мантийного плюма [Hofmann, 1997]. Обогащение плюмовых базальтов ниобием является общепризнанным фактом. Для большинства этих базальтов характерна довольно высокая степень фракционирования редких земель (рис. 3). Высокие Gd/Yb<sub>n</sub> отношения являются признаком образования базальтового расплава на уровне гранатовой фации в мантии (> 100 км). Различный состав не только некогерентных, но и породообразующих элементов в базальтах этой группы предполагает различные условия частичного плавления в мантии при генерации базальтовых расплавов. Наличие образцов в разной степени обогащенных некогерентными элементами и снижение концентраций фосфора, La, Sm и Nb с ростом магнезиальности позволяют предположить различные степени плавления гетерогенной по составу мантии в колонне мантийного плюма горячей точки. При плавлении гетерогенного плюмового мантийного источника, состоящего из колонны деплетированного материала верхней мантии и мантийных неоднородностей в нем, обогащенных некогерентными элементами, расплав обогащается легкоплавкими некогерентными элементами при низких степенях плавления [Сафонова, 2008; Regelous et al., 2003]. При высоких - в расплав входит больше тугоплавких компонентов деплетированной мантии и соответственно концентрации некогерентных элементов снижаются. Таким образом, для чарских базальтов типа OIB мы предполагаем формирование при смешении расплавов, полученных из гетерогенного плюмового мантийного источника, плавившегося на уровне шпинелевой (Gd/Yb<sub>n</sub><2) и гранатовой (Gd/Yb<sub>n</sub>>2)

ВУЛКАНИЗМ И ГЕОДИНАМИКА, Екатеринбург, ИГГ УрО РАН, 2011

фаций (рис. 4). Наличие в базальтах типа ОІВ двух подгрупп с разными содержаниями и соотношениями LREE, Th и Nb подтверждает их образование из такого гетерогенного источника, который мог давать базальтовые расплавы, в различной степени обогащенные некогерентными элементами в зависимости от степени плавления и/или мощности вышележащей океанической литосферы [Regelous et al., 2003 и ссылки там]. Поскольку базальты этой группы, вероятно, являются результатом смешения гранатового и шпинелевого перидотита, низкие значения La/Sm и высокие Lu/Hf (рис. 5) свидетельствуют об относительно высоких степенях плавления в пределах поля устойчивости шпинели из источника с La/Sm отношением близким к таковому в примитивной мантии [Sun and McDonough, 1989].

### ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ ОБСТАНОВКИ

Проведенное изучение геохимических характеристик вулканических толщ Чарской сдвиговой зоны Восточного Казахстана с учетом имеющихся геологических данных позволяет сделать вывод, что позднедевонско-раннекарбоновые базальты формировались в геодинамических обстановках срединно-океанических хребтов и океанических островов, из двух типов мантийных источников деплетированного и комбинированного, т.е. образованного при смешении деплетированного и обогащенного мантийных расплавов. Геологическими признаками обстановок океанического дна является ассоциация базальтов с зелеными тонкозернистыми терригенно-кремнистыми породами, содержащими обильные остатки радиолярий. В пользу обстановок океанического острова свидетельствуют кремнисто-карбонатные отложения склоновых фаций, которые характеризуются конседиментационной складчатостью (структуры оползания) и брекчированием пород. По приведенным геохимическим характеристикам деплетированные базальты схожи с базальтами срединно-океанических хребтов. Обогащенные базальты близки по составу к внутриплитным базальтам Тихого океана. Таким образом, полученные данные свидетельствуют о том, что в позднем девоне и раннем карбоне при развитии Палеоазиатского океана в его пределах существовали океанические острова. В целом, позднедевонско-раннекарбоновая кора этого палеоокеана формировалась аналогично коре Тихого океана, т.е. одновременно происходили спрединговые процессы (с базальтами типа N-MORB) и действовали горячие точки типа Гавайских островов.

Работа является вкладом в международный проект IGCP по. 592 "Continental construction of the Altaids (Central Asian Orogenic Belt) compared to actualistic examples from the Western Pacific", также в интеграционный проект OH3 9.1.

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- 1. Беляев С.Ю. Тектоника Чарской зоны (Восточный Казахстан). Новосибирск: Изд-во ИГиГ СО АН СССР, 1985. 117 с.
- Полянский Н.В., Добрецов Н.Л., Ермолов П.В., Кузебный В.С. Структура и история развития Чарского офиолитового пояса // Геология и геофизика. 1979. № 5, С. 66–78.
- 3. Сафонова И.Ю. Геохимическая эволюция внутриплитного океанического магматизма Палеоазиатского океана от позднего протерозоя до раннего кембрия // Петрология. 2008. Т. 16, № 5, С. 527–547.
- 4. Сенников Н.В., Ивата К., Ермиков В.Д. и др. Океанические обстановки седиментации и фаунистические сообщества в палеозое южного обрамления Западно-Сибирской плиты // Геология и геофизика. 2003. Т. 41, №. 1–2, С. 156–171.
- 5. **Buslov M.M., Watanabe T., Fujiwara Y**. et al. Late Paleozoic faults of the Altai region, Central Asia: tectonic pattern and model of formation // J. Asian Earth Sciences; 2004, 23, P. 655–671.
- Hirschman, M.M., Stolper, E.M. A possible role for garnet pyroxenite in the origin of the "garnet signature" in MORB // Contrib. Miner. Petrol.; 1996, 124, P. 185–208.
- 7. **Hofmann A.W**. Mantle geochemistry: the message from oceanic volcanism // Nature; 1997, 385, P. 219–229.
- Regelous M., Hofmann A.W., Abouchami W, Galer S.J.G. Geochemistry of lavas from the Emperor seamounts, and the geochemical evolution of Hawaiian magmatism from 85 to 42 Ma//J. Petrol.; 2003, 44, P. 113–140.
- Safonova I.Yu., Utsunomiya A., Kojima S. et al. Pacific superplume-related oceanic basalts hosted by accretionary complexes of Central Asia, Russian Far East and Japan // Gondwana Research; 2009, 16, P. 587–608.
- Saunders A.D., Norry M.J., Tarney J. Origin of MORB and chemically-depleted mantle reservoirs: trace element constrains // J. Petrol. (Special Lithosphere Issue), 1988, P. 415–455.
- Sun S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implications for mantle composition and processes // Magmatism in the Ocean Basins. Eds. A.D. Saunders, M.J. Norry. Geol. Soc. Lond. Spec. Publ; 1989, 42, P. 313–345.
- Winchester J.A., Floyd P.A. Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements // Chem. Geol., 1977, 20, P. 325–343.

## = IV. 2. ОКЕАНСКИЙ ВУЛКАНИЗМ

# РАННЕДЕВОНСКИЙ ("ИНИЦИАЛЬНЫЙ") ВУЛКАНИЗМ ВОСТОЧНО-МАГНИТОГОРСКОГО ПАЛЕОВУЛКАНИЧЕСКОГО ПОЯСА (ЮЖНЫЙ УРАЛ)

## Т. Н. Сурин\*, В. М. Мосейчук\*\*

\*ОАО "Челябинский электрометаллургический комбинат", Челябинск, surin@chemk.ru \*\*ООО "Геопоиск", Челябинск, geopoisk@mineralogy.ru

По современным палеогеодинамическим представлениям, Восточно-Магнитогорский пояс является восточной ветвью Магнитогорско-Мугоджарской палеоостроводужной системы, отождествляемой многими геологами с Магнитогорским палеовулканическим поясом. Последний состоит, по мнению целого ряда исследователей, из двух субпараллельных островных дуг (Западно- и Восточно-Магнитогорской) с разделяющим их междуговым бассейном [Бородаевская и др., 1977; Зайков, 1991; Сурин, Мосейчук, 1995; Филатов, Ширай, 1995, 1996; Ширай, 1999; Gusev et al., 2000; Мизенс, 2002]. Восточно-Магнитогорская островная дуга была весьма активна на протяжении длительного времени (от конца эйфеля до позднего визе включительно), т.е. на протяжении более 50 млн. лет, с чем связано исключительное многообразие эндогенных рудных фомаций, сформировавшихся в процессе её эволюции. Восточным ограничением указанного пояса является шовная Уйско-Новоренбургская зона, трассируемая многочисленными телами альпинотипных гипербазитов.

В последнее время в результате проведения геологосъемочных работ получены новые данные об офиолитовой ассоциации Восточно-Магнитогорского пояса (Южный Урал), включающей в себя вулканиты киембаевской свиты и гипербазиты бриентского комплекса, при этом раннедевонский возраст вулканитов надёжно установлен палеофаунистическими методами, а особенности бриентского дунитгарцбургитового комплекса указывают на то, что он сформировался в "надсубдукционной" геодинамической обстановке, в пользу чего прежде всего свидетельствует низкая титанистость слагающих его пород и высокая хромистость (при повышенной железистости) акцессорных хромшпинелидов из них [Сурин, Мосейчук, 2007].

Киембаевская свита представлена преимущественно эффузивными образованиями (лавами, лавокластитами) с резко подчиненными им по объему туфами и туффитами. В качестве осадочной компоненты присутствуют известняки или (реже) кремнистые породы. В составе лавовых образований в качестве петрографических разновидностей выделяются пикробазальты (очень редкие), базальты и андезибазальты, причем последние распространены не менее широко, чем базальты. Исключительной редкостью пользуются также кислые эффузивы (видимо, риодациты), всегда интенсивнейшим образом измененные (хлоритизированные, серицитизированные и очень сильно карбонатизированные), в которых, однако, присутствуют мелкие идиоморфные первичные выделения кварца. Комагматичные субвулканические образования представлены дайками диабазов, лейкоплагиодиабазов и весьма редкими дайками плагиогранитов, причем последние содержат в мезостазисе микропегматит с очень высоким содержанием кварца (более 40%), что является свидетельством их кристаллизации при низком давлении (около 2 кбар) [Ферштатер, 1987].

Характеризуемая свита локализована в виде субмеридионально вытянутых узких блоков в шовной Уйско-Новоренбургской (Уйско-Кацбахской) зоне, образующих "цепочку" выходов на поверхность, прослеженную на значительное расстояние (около 150 км) в субмеридиональном направлении. Эти блоки тяготеют к западной части шовной зоны, всегда имеют тектонические ограничения и постоянно в пространстве ассоциируются с альпинотипными гипербазитами бриентского комплекса, образуя с последними, по нашему мнению, типичную офиолитовую ассоциацию, но в нарушенном, аллохтонноим залегании. Мощность свиты, по разным оценкам, составляет от 300 до 1100 м.

Петрографические особенности главных типов пород киембаевской свиты сводятся к следующему.

Пикробазальты имеют афировую либо микропорфировую структуру. Вкрапленники представлены мелкими (до 0.3 мм) выделениями оливина, составляющими до 5-7% объема пород и нацело замещенными вторичными минералами. Основная масса микролитовая, участками гиалопилитовая, содержит большое количество мелких субидиоморфных выделений клинопироксена и плагиоклаза. Последний нередко образует скопления вытянутых беспорядочно ориентированных микролитов и тогда структура пород напоминает спилитовидную. Типичный акцессорий – магнетит, образующий множество микровыделений в основной массе пород. Для пород характерны интенсивные вторичные изменения, главным образом, хлоритизация и карбонатизация.

Базальты имеют либо афировую-микропорфировую, либо мелкопорфировую структуру. Вкрапленники представлены оливином, клинопироксеном и плагиоклазом. Оливин образует единичные мелкие (до 0.3-0.4 мм) идиоморфные выделения и всегда нацело замещен вторичными минералами. Клинопироксен образует как относительно крупные (до 0.5 мм) выделения неправильной формы, так и более мелкие идиоморфные вкрапленники. Плагиоклаз образует крупные (до 1 мм) лейстовидные выделения и множественные микролиты в основной массе. Последняя обычно имеет гиалопилитовую или интерсертальную структуру, содержит, кроме плагиоклаза, в большом количестве выделения пироксена и мелкие выделения магнетита. Важно отметить, что количество пироксена в породе обратно пропорционально количеству плагиоклаза, другими словами, плагиоклаз явно вытесняет клинопироксен в процессе дифференциации. В ряде случаев установлено, что основная масса перекристаллизована с образованием типичной спилитовой структуры, причем микролиты при этом имеют альбитовый состав, что, по-видимому, обусловлено наложением метаморфических процессов.

Андезибазальты имеют порфировую структуру. Вкрапленники представлены плагиоклазом, размер их достигает 1.5 мм, а количество варьирует от 5-7 до 15% объема пород. Форма выделений нередко широкотаблитчатая, но чаще это лейсты или вытянутые по длинной оси призмы. Нередки сростки двух-трех кристаллов. Клинопироксен отмечается в подчиненном количестве, обычно он образует мелкие выделения неправильной или близкой к призматической формы. Основная масса гиалопилотакситовая или типичная спилитовая. Магнетит образует множественные мелкие выделения в основной массе пород ("рудная пыль") и единичные хорошо ограненные мелкие выделения размером до 0.1 мм. Иногда в породе практически отсутствует клинопироксен и тогда она по составу соответствует плагиклазовому андезиту, что подтверждается и химическими анализами, но такие случаи единичны.

Практически всегда породы в разной степени подвержены катаклазу и метаморфическим преобразованиям, но их интенсивность не выходит за пределы эпидот-актинолитовой субфации.

Петрогеохимическая характеристика описанных типов пород приведены в табл. 1. Практически все породы свиты являются субщелочными, при этом средние составы пород образуют тренд увеличения суммарной щелочности по мере роста кремнеземистости пород. Тип щелочности практически всех пород толщи ярко выраженный натриевый. Важной характеристикой пород является их повышенная железистость, причем средние составы образуют отчетливый тренд возрастания отношения FeO'/MgO по мере роста кремнеземистости

Таблица 1. Петрогеохимическая характеристика вулканитов киембаевской свиты

№№ п/п	1	2	3
SiO <sub>2</sub>	44.317	50.925	54.523
TiO <sub>2</sub>	2.020	1.731	1.804
$Al_2O_3$	14.821	17.317	16.120
$Fe_2O_3$	5.626	4.882	4.842
FeO	6.944	7.485	6.479
MnO	0.205	0.147	0.157
MgO	7.444	5.590	4.688
CaO	15.546	6.119	5.418
Na <sub>2</sub> O	2.383	5.057	5.429
K <sub>2</sub> O	0.471	0.505	0.309
$P_2O_5$	0.220	0.240	0.230
Ν	2	11	21
Rb	_	7.8	5.3
Sr	_	119	190
Zr	_	69	69
Y	_	55	34
V	_	258	387
Cr	_	70	141
Co	_	36	46
Ni	_	16	34
Nb	_	15.6	13.7
n	—	4	3

Примечание. 1 – пикробазальты, 2 – базальты, 3 – андезибазальты. Окислы – вес. %, элементы – г/т; N и n – количество анализов соответственно.

пород. Величина коэффициента фракционирования в породах характеризуемой свиты сильно варьирует, но для средних составов пород в целом устанавливается его постепенный рост по мере увеличения содержания кремнезема. Таким образом, можно говорить о наличии феннеровского тренда дифференциации в эволюции состава пород и принадлежности их к натриевой субщелочной серии. По соотношению марганца, титана и фосфора средние составы пород близки к океаническим, но от последних они существенно отличаются в целом пониженной магнезиальностью и более соответствуют "спрединговым" образованиям. От океанических базальтов они отличаются также устойчиво повышенными концентрациями фосфора, а от типичных островодужных их отличает пониженное отношение концентраций глинозема и двуокиси титана. По соотношению титанистости и железистости они занимают промежуточное положение между островодужными и океаническими образованиями и соответствуют базальтам глубоководных желобов, причем именно повышенная титанистость является их главным отличием от типичных островодужных образований. Геохимические данные, несмотря на их явную ограниченность, все-таки они позволяют сделать определенные выводы. По сравнению с «нормальными» океаническими толеитовыми базальтами вулканиты киембаевской свиты обнаруживают обогащение некоторыми элементами с крупноионными радиусами (K, Rb) и элементами с выскозарядными ионами (Nb, P, Ti, Y) при заметной обедненности сидерофильными элементами. Такой геохимический спектр позволяет определить вулканиты киембаевской свиты как образования, формировавшиеся в задуговых спрединговых бассейнах [Сондерс, Тарни, 1987; Hawkins, Melchior, 1985; Price etc., 1990; Eissen etc., 1994 и др.].

В настоящее время вулканиты задуговых бассейнов активно изучаются во всем мире. Прежде всего выяснилось, что по своим петрогеохимическим характеристикам они обнаруживают значительное разнообразие. Так, в хорошо изученном Северо-Фиджийском бассейне выделено 19 петрогеохимических типов базальтов [Eissen etc., 1994]. Именно повышенная суммарная щелочность является важнейшим отличием базальтов задуговых бассейнов от океанических [Eissen etc., 1991]. Важно указать, что субщелочные нефелин-нормативные базальты не редкость в задуговых бассейнах, они, в частности, также были описаны в Северо-Фиджийском бассейне, причем по своим петрогеохимическим параметрам и петрографическим особенностям они обнаруживают значительное сходство с базальтами киембаевской свиты. Их образование связывается со "смешением" истощенного и обогащенного мантийных источников, причем они являются индикаторами начальной стадии спрединга ("incipient rifting"), когда влияние субдукционной компоненты было незначительным [Price etc., 1990]. По нашему мнению, наиболее вероятным петрологическим механизмом образования первичных расплавов для вулканитов киембаевской свиты, объясняющим особенности их состава, является частичное плавление весьма истощенной в результате предшествующего ордовикскосилурийского вулканизма мантии, непосредственно перед плавлением испытавшей слабое обогащение в результате флюидно-диффузионного взаимодействия с астеносферным диапиром. Подобный механизм в принципе приложим и к образованию базальтов таких спрединговых задуговых бассейнов, как Марианский трог, Море Скоша, Лау, Северо-Фиджийский [Sinton, Fryer, 1987; Price etc., 1990]. Естественно, степень плавления должна была быть весьма небольшой при также весьма малом количестве воды в области магмогенерации. Непосредственной причиной плавления могла быть начинающаяся субдукция при небольшой глубине погружающейся плиты и при небольшой степени ее дегидратации.

Таким образом, вулканиты киембаевской свиты могут рассматриваться как образования "эмбриональной" стадии формирования островной дуги, что, в принципе согласуется с мнением Р.Г. Язевой и В.В. Бочкарева, выделившими характеризуемую толщу под названием «браиловский комплекс» как принадлежущую к образованиям "юной островной палеодуги" [Язева, Бочкарев, 1998].

Вулканиты киембаевской свиты представлены почти исключительно эффузивными и субвулканическими фациями, что позволяет предполагать трещинный характер извержений. Судя по присутствию остатков морской фауны в прослоях осадочных пород, вулканические фации также формировались в морской обстановке. Облик большинства известняков (очень выдержанная тонкая первично горизонтальная слоистость, отсутствие органических остатков), возможно, указывает на хемогенный их генезис, но присутствуют и фации детритовых известняков. Судя по структурным и текстурным особенностям известняков и кремнистых пород, составу органических остатков, это, вероятно, относительно глубоководные фации. Обломочные известняки, судя по плохой окатанности обломков, одновозрастной фауне в них и залеганию среди вулканитов, можно рассматривать как оползневые образования, связанные с неспокойной сейсмической обстановкой, обычной для вулканических областей. Богатая фауна брахиопод и кораллов вместе со структурными и текстурными особенностями этих известняков может указывать на относительно мелководные условия их образования, связанные с локальными поднятиями морского дна. Эти фации приурочены к низам разреза свиты.

В заключение характеристики образований киембаевской укажем, что они вмещают проявления медноколчеданных руд и геохимические аномалии, что позволяет считать площади их развития перспективными для поисков медноколчеданных месторождений домбаровского (кипрского) типа.

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- 1. Бородаевская М.Б., Кривцов А.И., Ширай Е.П. Основы структурно-формационного анализа колчеданоносных провинций. М.: Недра, 1977. 152 с.
- Зайков В.В. Вулканизм и сульфидные холмы палеоокеанических окраин: на примере колчеданоносных зон Урала и Сибири. М.: Наука, 2006. 429 с.
- Мизенс Г.А. Седиментационные бассейны и геодинамические обстановки в позднем девоне – ранней перми Южного Урала. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2002. 190 с.
- Сондерс А.Д., Тарни Дж. Геохимические характеристики базальтового вулканизма в задуговых бассейнах // Геология окраинных бассейнов. М.: Мир, 1987. С. 102–133.
- Сурин Т.Н., Мосейчук В.М. Геодинамика развития Магнитогорского палеовулканического пояса // Вестник СПбГУ. Сер. 7. 1995. Вып. 4 (№ 28). С. 11–18.
- Сурин Т.Н., Мосейчук В.М. Офиолитовая ассоциация Восточно-Магнитогорского пояса: возраст, петролого-геохимические особенности и геодинамическая обстановка формирования // Геодинамика, магматизм, метаморфизм и рудообразование. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2007. С. 196–215.

- 7. **Ферштатер Г.Б.** Петрология главных интрузивных ассоциаций. М.: Наука, 1987. 232 с.
- Филатов Е.И., Ширай Е.П. Формационный анализ как основа прогнозно-металлогенических исследований // Отеч. геология. 1995. № 5. С. 34–38.
- Филатов Е.И., Ширай Е.П. Металлогеническая зональность переходных областей от океана к континенту // Металлогения складчатых систем с позиций тектоники плит. Екатеринбург: УрО РАН, 1996. С. 38–43.
- Ширай Е.П. Металлогения юных островных дуг // Металлогения рядов геодинамических обстановок островных дуг. М.: МПР РФ, ИМГРЭ, Геокарт, Ро-Гео, 1999. С. 187–268.
- Язева Р.Г., Бочкарев В.В. Геология и геодинамика Южного Урала (опыт геодинамического картирования). Екатеринбург: УрО РАН, 1998. 204 с.
- Gusev G.S., Gushchin A.V., Zaykov V.V., Maslennikov V.V., Mezhelovsky N.V., Perevozchikov B.V., Surin T.N., Filatov E.I., Shirai E.P. Geology and Metallogeny of Island Arcs // Geodinamics and Metal-

logeny: Theory and Implications for Applied Geology. M.: MNR RF, I-RCGC (GEOKART), 2000. P. 213–295.

- Eissen J-P., Lefevre C., Maillet P. etc. Petrology and geochemistry of the central North Fiji Basin spreading centre (Southwest Pacific) between 16 S and 22 S // Marine Geol. 1991. V. 98. P. 201–239.
- Eissen J-P., Nohara M., Cotten J., Hirose K. North Fiji Basin basalts and their magma sources: Part I. Incompatible element constraints // Marine Geol. 1994. V. 116. P. 153–178.
- Hawkins J.W., Melchior J.T. Petrology of Mariana Trough and Lau Basin basalts // J. Geo-phys. Res. 1985. V. 90. P. 11431–11468.
- Price R.C., Johnson L.E., Crawford A.J. Basalts of the North Fiji Basin: the generation of back arc basin magmas by mixing of depleted and enriched mantle sources // Contrib. Mineral. Petrol. 1990. V. 105. P. 106–121.
- Sinton J.M., Fryer P. Mariana lavas from 18°N: Implications for the origin of back arc basin basalts // J. Geophys. Res. 1987. V. 92 (B12). P. 12782–12802.

### — IV. 3. ОСТРОВОДУЖНЫЙ ВУЛКАНИЗМ —

# U-Pb SHRIMP ДАТИРОВАНИЕ ВОЗРАСТА ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНЫХ И МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД НИЖНЕГО СТРУКТУРНОГО ЯРУСА КАМЧАТКИ

© 2011 г. З. Г. Бадрединов\*, И. А. Тарарин\*, Б. А. Марковский\*\*, Б. И. Сляднев\*\*\*, В. М. Чубаров\*\*\*\*

\*Дальневосточный геологический институт ДВО, Владивосток, badre9@mail.ru \*\*Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П.Карпинского, Санкт-Петербург, vsegei@vsegei.ru

\*\*\*ОАО "Камчатгеология", Петропавловск-Камчатский, geomap@mail.kamchatka.ru \*\*\*\*Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский, ch.zond@mail.kamchatka.ru

Новые данные о возрасте цирконов метаморфических, магматических и осадочных пород Камчатки, появившиеся в геологической литературе в последние годы, привели к пересмотру сложившихся представлений на историю геологических событий этого региона. Были установлены: раннеэоценовое время (51-52 млн. лет) основного этапа регионального метаморфизма и синхронного с ним синкинематического гранитоидного магматизма Центральной Камчатки [Bindeman et al., 2002; Соловьев, 2008; Hourigan et al., 2009]; позднемеловой возраст (80-82 млн. лет) контактово-регионального метаморфизма терригенных пород колпаковской серии Срединного хребта [Соловьев, 2008; Hourigan et al., 2009]; позднемеловой возраст (75-80 млн. лет) высокобарного метаморфизма офиолитовых пород полуострова Камчатский [Осипенко и др., 2007]. Уточнено время (не ранее 45 млн. лет) образования Ватыно-Вывенской и Лесновской надвиговых структур северной части Камчатского полуострова [Соловьев, 2008; Шапиро и др., 2008]. Определены радиоизотопные возраста (78-80 млн. лет) формирования Крутогоровского [Лучицкая и др., 2008; Hourigan et al., 2009] и Кольского [Государственная геологическая карта, 2006] гранитоидных массивов и возраст (48-54 млн. лет) габбро-гипербазитовых никеленосных расслоенных интрузий Дукук, Куловорог и Шануч Центральной Камчатки [Конников и др., 2006; Трухин и др., 2008]. Датировано время формирования (34-35 млн. лет) Юрчикского габброидного массива Ганальского хребта [Конников и др., 2009]; время становления (75 млн. лет) плагиогранитов офиолитовой ассоциации п-ова Камчатский [Лучицкая и др., 2006] и раннепалеогеновое время метаморфизма (64-65 млн. лет) Оленегорского габброидного масива п-ова Камчатский [Цуканов, Сколотнев, 2010], а также временной интервал (ранний мел? - средний эоцен) накопления терригенных пород укэлаятской и лесновской серий Камчатского перешейка и Северной Корякии [Соловьев, 2008; Шапиро и др., 2008; Hourigan et al., 2009]. В метавулканитах и метаосадках колпаковского, камчатского и малкинского метаморфических комплексов Срединно-Камчатского кристаллического массива, а также в терригенных отложениях укэлаятской и лесновской серий (Северная Корякия) и в габбро Оленегорского массива (п-ов Камчатский) помимо цирконов, датирующих возраст магматических и метаморфических процессов, установлены ксеногенные и детритовые цирконы с диапазоном возрастов от позднего архея (2.7 млрд. лет) до раннего эоцена (55 млн. лет).

Анализ опубликованных данных U-Pb изотопного исследования цирконов метаморфических, магматических и осадочных пород Камчатки, дополненный оригинальными материалами авторов (таблица), позволяет обнаружить необычные факты в геохронологии геологических событий нижнего структурного яруса Камчатского региона. Установлено, что в породах Западной, Центральной и Восточной Камчатки отсутствуют цирконы возрастных интервалов 1.5-1.0 млрд. лет и 750-500 млн. лет. Иными словами, в геологическом развитии окраины Азиатского континента, прилегающей к Камчатскому региону, нет следов магматических и метаморфических событий, которые бы привели к формированию цирконов этих промежутков времени. Статистическая значимость фиксируемых интервалов подтверждается тем фактом, что они получены независимыми исследованиями по породам, отобранным из различных районов Камчатки (укэлаятский флиш, колпаковская серия, пенсантайнская толща, гнунваямская серия). Цирконы, возраст которых попадает в диапазон времени 0.7-1.0 млрд. лет представлены единичными зернами (7 зерен), только три из которых характеризуется магматическим соотношением тория и урана (Th/U≥0.2). Фактически, общий интервал "затишья" магматических процессов восточной окраины Азиатского континента охватывает промежуток времени около 1 млрд. лет. Помимо перерывов во времени цирконообразования выделяются периоды с высокой частотой встречаемости цирконов, свидетельствующие об активизации геологических процессов в рассматриваемом регионе, соответствующие интервалам: 2.0-1.7 млрд. лет; 200-300 млн. лет; 120-

Тип порол	Возраст протолита	Возраст метаморфизма	Возраст детритовых и ксеногенных цирконов	
тип пород	(млн. лет)	(млн. лет)	(млн. лет)	
Остров Карагинский (Карагинский интрузивный комплекс)				
Метагарцбургит	$76.2 \pm 2.9$		$1076 \pm 16$ ; $1599 \pm 17$	
Метагаббро	$74.0 \pm 2$	$65.04 \pm 2$	$1497 \pm 47$ ; $1596 \pm 45$ ; $1740 \pm 39$	
Метагаббро	$72.4 \pm 1.1$			
Остров Карагинский (метаморфические породы гнунваямской серии)				
Кристаллосланец	$181.0 \pm 1.8$	55 ± 2	$206.4 \pm 2.6; 246.2 \pm 2; 391.7 \pm 4.8; 428.1 \pm 4.9; 498.7 \pm 4.6; 513.7 \pm 4.8$	
Хавывенская возвышенность (Карагинский интрузивный комплекс)				
Метагарцбургит		$63.4 \pm 11^{-1}$	$2613 \pm 20$	
Метагаббро	$101.3 \pm 0.7$			
Хавывенская возвышенность (метаморфические породы хавывенской серии))				
Кристаллосланец	$100.0 \pm 11$		$315 \pm 2.1$	
Кристаллосланец		$53.3 \pm 3.2$		
Камчатский мыс (метапороды из зоны серпентинитового меланжа)				
Гранатовый амфи- болит		77.6±4.6		
Камчатский мыс (Интрузивный комплекс)				
Метагаббро	89.0 ± 1.5		$456 \pm 6.0; 521 \pm 12; 657 \pm 8$	
Метагаббро	$162.0 \pm 4.0$		$1625 \pm 17; 2320 \pm 8.6$	
Метагаббро	$150.0 \pm 3.0$		$721.0 \pm 10$	
Хребет Пенсантайн (метаморфические породы пенсантайнской толщи)				
Зеленый сланец	94 ± 2		$\begin{bmatrix} 145 \pm 3.9; 176 \pm 8; 286 \pm 13; 323 \pm 14; 763 \pm 22; \\ 1660 \pm 72; 1929 \pm 24; 2677 \pm 9.8 \end{bmatrix}$	

Таблица 1. Изотопное датирование цирконов метаморфических пород Хавывенской возвышенности, о. Карагинского, п-ова Камчатский (Восточная Камчатка) и хребта Пенсантайн (западная Камчатка)

Примечание. U-Pb SHRIMP определения возраста цирконов выполнены в ЦИИ ВСЕГЕИ по стандартной методике.

160 млн. лет и 50–60 млн. лет. Особенно отчетливо проявлены периоды: 1.7–2.0 млрд. лет и 50–60 млн. лет. Возраст 1.7–2.0 млрд. лет соответствует времени становления кремнекислых и средних магматических пород Омолонского [Шевченко, 2001] и, предположительно, Тайгоносского кристаллических массивов. Период 50–60 млн. лет отвечает времени проявления регионального метаморфизма и синхронного ему габброидного и гранитного магматизма Центральной Камчатки [Bindeman et al., 2002; Государственная геологическая карта, 2006; Конников и др., 2006; Трухин и др., 2008; Соловьев, 2008; Шапиро и др., 2008; Hourigan et al., 2009].

Исследование цирконов вулканических и интрузивных пород Срединно-Атлантического хребта [Сколотнев и др., 2010] показало, что для ксеногенных цирконов хребта также характерен пик частоты встречаемости, датированный возрастом 1.7–2.0 млрд. лет, и интервал "затишья" магматической деятельности в диапазоне 1.7–0.6 млрд. лет, совпадающие с аналогичными периодами, установленными для Азиатского континента. Совпадение периодов снижения и повышения частоты встречаемости цирконов Центральной Атлантики и Северо-Восточной окраины Азии, очевидно, не случайное и отражает общую (охватывающую Землю) тенденцию активизации и затухания магматических и метаморфических процессов корообразования.

Совершенно неожиданным для Восточной Камчатки оказалось обнаружение в офиолитовых габбро Камчатского Мыса [Цуканов, Сколотнев, 2010] и перидотитах Хавывенской возвышенности (таблица) ксеногенных цирконов с возрастом 2.6–2.7 млрд. лет, наряду с цирконами, отражающими время становления этих комплексов (100–80 млн. лет). Очевидно, архейские цирконы свидетельствуют о возрасте формирования верхней мантии северозападной части Тихого океана и попали в перидотитовые породы в процессе плавления верхних горизонтов литосферной мантии.

Таким образом, данные об U-Pb SHRIMP возрасте цирконов магматических, метаморфических и терригенных пород Камчатки позволяют:

1) Предполагать позднеархейский возраст верхней мантии Тихого океана в районах, прилегающих к Восточной Камчатке;

2) Определить периоды активизации магматических процессов северо-восточной окраины Азиатского континента: 2.0–1.7 млрд. лет; 200–300 млн. лет; 120–160 млн. лет и 50–60 млн. лет;

3) Выявить период "затишья" формирования магматических и метаморфических цирконов 1.7–0.5 млрд. лет, совпадающий с периодом сниже-

ния частоты встречаемости цирконов в магматических породах Центральной Атлантики, что, вероятно, отражает глобальную периодичность проявления магматических и метаморфических процессов в развитии земной коры в целом.

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Государственная геологическая карта Российской федерации. 1:1000000. Лист N-57. Петропавловск-Камчатский. Объясн. Зап. / Ред. А.Ф. Литвинов, Б.а. Марковский СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2006. 312 с.
- 2. Конников Э.Г., Чубаров В.М., Травин А.В. Время проявления никеленосной норит-кортландитовой формации на востоке Азиатского континента // Геохимия. 2006. № 5. С. 564–570.
- Конников Э.Г., Некрасов А.Н., Родионов Н.В., и др. Формационная принадлежность и возраст Юрчикского массива (Камчатка). Геохимия. 2009. № 11. С. 1200–1211.
- Лучицкая М.В., Цуканов Н.В., Сколотнев С.Г. Новые данные SHRIMP U-Pb-исследований цирконов из плагиогранитов офиолитовой ассоциации полуострова Камчатский Мыс (Восточная Камчатка) // ДАН. 2006. Т. 408. № 4. С. 500–502.
- 5. Лучицкая М.В., Соловьев А.В., Хоуриган Дж.К. Два этапа формирования гранитоидов Срединного хребта Камчатки: их тектоническая и геодинамическая позиция // Геотектоника. 2008. № 4. С. 49–69.
- 6. Осипенко А.Б., Сидоров Е.Г., Шевченко С.С. и др. Геохимия и U-Pb геохронология цирконов из гранатовых амфиболитов п-ова Камчатского мыса (Вос-

точная Камчатка) // Геохимия. 2007. № 8. С. 259–268.

- Сколотнев С.Г., Бельтенев В.Е., Лепехина Е.Н., Ипатьева И.С. Молодые и древние цирконы из пород океанической литосферы Центральной Атлантики, геотектонические следствия // Геотектоника. 2010. № 6. С. 24–59.
- Соловьев А.В. Изучение тектонических процессов в областях конвергенции литосферных плит. Методы трекового и структурного анализа // М: Наука, 2008. 318 с. (Тр. ГИН РАН. В. 577).
- 9. **Трухин Ю.П., Степанов В.А., Сидоров М.Д.** Камчатская никеленосная провинция // ДАН. 2008. Т. 418. № 6. С. 802–805.
- Цуканов Н.В., Сколотнев С.Г. Данные SHRIMP U-Pb исследований цирконов из габбро офиолитовой ассоциации п-ова Камчатский (Восточная Камчатка) // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2010. № 2. Вып. 16. С. 78–85.
- 11. Шапиро М.Н., Соловьев А.В., Хоуриган Дж. К. Латеральная изменчивость тектонических структур в зоне эоценовой коллизии островной дуги с континентом (Камчатка) // Геотектоника. 2008. № 6. С. 70–91.
- Шевченко В.М. Архей и протерозой Омолонского массива. Петрология и изотопный возраст. Магадан. Сев.-Вост. науч. центр, 2006. 176 с.
- Bindeman I.N., Vinogradov V.I., Valley J.W. et al. Archean protolith and accretion of crust in Kamchatka: SHRIMP dating of zircons from Sredinny and Ganal massifs // J. Geol. 2002. V. 110. No 3. P. 271–289.
- Hourigan J.K., Brandon M.T., Soloviev A.V. et al. Eocene arc-continent collision and crustal consolidation in Kamchatka, Russian Far East // Amer. J. Sci. 2009. V. 309, No 5. P. 333–396.

### = IV. 3. ОСТРОВОДУЖНЫЙ ВУЛКАНИЗМ 🛛 =

## ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ ОБСТАНОВКИ ФОРМИРОВАНИЯ МЕЗОЗОЙСКИХ И РАННЕКАЙНОЗОЙСКИХ ИЗВЕРЖЕННЫХ ПОРОД САХАЛИНА

## © 2011 г. В. М. Гранник

Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН, Южно-Сахалинск, gvm2564@mail.ru grannik@imgg.ru

В настоящее время представилась возможность внести некоторые уточнения в восстановленные ранее геодинамические обстановки формирования мезозойских и раннекайнозойских изверженных пород Сахалина [Гранник, 2008] по петрохимическим данным. Оказалось, что примененная ранее автором факторная диаграмма Дж. А. Пирса [Pearce, 1976] обладает большой эмпирической ошибкой (около 30%) распознавания тектонической позиции базальтов. Более того, на этой диаграмме более 70% фигуративных точек таких внутриплитных базальтов как траппы и около 22% базальтов континентальных рифтов попадают в поле островодужной ассоциации [Великославинский, Глебовицкий, 2005]. Проверка факторных диаграмм [Великославинский, Глебовицкий, 2005], показала, что фигуративные точки составов базальтов континентальных рифтов и траппов, а также океанских спрединговых базальтов и базальтов океанских островов на этих диаграммах занимают одни и те же поля. То есть, прежде чем применять эти факторные диаграммы необходимо установить принадлежность базальтов к континентальному или океанскому типу. Для этой цели была использована диаграмма Б.Н. Пискунова [Пискунов, 1977], на которой довольно надежно разделяются не только базальты, но и все дифференциаты серий континентальных и океанских изверженных пород. Используя эти две диаграммы автору удалось уточнить геодинамические обстановки формирования мезозойских и раннекайнозойских изверженных пород Сахалина. Изложению полученных результатов посвящено настоящее сообщение.

В складчато-блоковом и покровно-надвиговом геологическом строении о-ва Сахалин и дна прилегающих акваторий установлены: Западно-Сахалинская и Восточно-Сахалинская складчатые системы, Центрально-Сахалинская и Охотоморская субдукционные сутуры (субдукционные швы палеозон), Поронайский и Охотоморский микроконтиненты [Гранник, 2008]. Западно-Сахалинская складчатая система включает Западно-Сахалинская складчатая система включает Западно-Сахалинский и Ребун-Монеронский террейны, перекрытые залегающими с размывом кайнозойскими отложениями. Восточно-Сахалинская складчатая система состоит из западной зоны террейнов (Тонино-Анивский, Вальзинский, Гомонский, Набильский ВосточноСахалинского составного) апт-сеноманских и альбсеноманских аккреционных призм, восточной зоны террейнов (Шмидтовский, Рымникский, Терпеньевский) аккреционно-коллизионных комплексов, террейнов Охотоморской субдукционной сутуры (восточная часть Шмидтовского, Озерско-Свободненский и Северо-Набильский) и Тюленева террейна океанской плиты. Перечисленные террейны перекрыты кайнозойскими отложениями, залегающими с размывом и структурным несогласием. Центрально-Сахалинская субдукционная сутура представлена зоной меланжированных крупноблоковых микститов шириной 65-70 км, ограниченной глубинными разломами. В зоне меланжа присутствуют крупные блоки и террейны триасовыхраннемеловых вулканогенно-кремнистых, нередко интенсивно метаморфизованных пород океанской плиты и более мелкие их фрагменты, перекрытые окраинно-морскими образованиями, сцементированные серпентинитовым меланжем и перетертыми обвально-оползневыми отложениями. В ее строении принимают участие также субдуцированные террейны палеозойско-раннемезозойской океанской плиты, установленные по гравиметрическим данным. Поронайский микроконтинент (не менее 200-250 × 150–200 км) заблокировал эту зону субдукции в конце раннего мела. Охотоморская субдукционная сутура представлена мощной зоной серпентинитового меланжа, содержащего полный набор пород офиолитовой ассоциации. Охотоморская субдукционная зона была заблокирована в позднемеловоепалеогеновое время одноименным микроконтинентом. Для перечисленных выше террейнов Восточно-Сахалинской складчатой системы и субдукционных сутур были уточнены геодинамические обстановки формирования изверженных пород.

Тонино-Анивский террейн сложен юрскораннемеловой кремнисто-вулканогенной внизу и вулканогенно-терригеной вверху скальной толщей, апт-сеноманской аккреционной призмой и туронмаастрихтской евстафиевской свитой, сложенной внизу флишоидно переслаивающимися алевролитами и песчаниками, а вверху – флишем [Жаров, 2004; Гранник, 2008]. Установлено, что в составе этого террейна резко преобладают океанские базальты, сформировавшиеся преимущественно в зонах спрединга (MORB), реже – в обстановке океан-

ских островов (WPB). В двух случаях установлена принадлежность раннемеловых базальтов к океанским островодужным или окраинно-морским породам (IAB). Единичные образцы с континентальным петрохимическим составом представлены диоритом, габбро-диоритом и дацитом. Вальзинский террейн является фрагментом интенсивно дислоцированной и метаморфизованной аккреционной призмы, покровно перекрывшим Поронайский микроконтинент. Он состоит из Абрамовского, Витницкого и Тундровского тектонических блоков или субтеррейнов, имеющих внутреннее чешуйчатое строение. Блоки сложены юрскими-позднемеловыми вулканогенными, карбонатными, кремнистыми и терригенными породами, метаморфизованными в пренит-пумпелиитовой, зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фациях средних давлений. В основании тектонических пластин встречаются блоки пород, метаморфизованных в глаукофанлавсонитовой фации высоких давлений. Установлено, что в составе Вальзинского террейна при преобладании океанских изверженных пород в достаточном количестве присутствуют и континентальные изверженные породы. В Абрамовском блоке резко преобладают базальты, сформировавшиеся в спрединговых зонах (MORB), в подчиненом количестве присутствуют внутриплитные базальты океанских островов (WPB) и океанские окраинноморские или островодужные породы (IAB).В то же время, в Витницком и Тундровском блоках резко преобладают базальты, сформировавшиеся в обстановке океанских островов (WPB), и исключительно редко встречаются спрединговые базальты (MORB). Установлено так же, что континентальные базальты в основном обладают петрохимическими особенностями, присущими островодужным породам. Гомонский террейн (фрагмент аккреционной призмы) сложен ранне-позднемеловыми карбонатно-вулканогенно-кремнистыми и терригенными комплексами. Изверженные породы залегают в виде потоков пиллоу-лав, миндалекаменных спилитов, диабазов и гиалокластитов, переслаивающихся с сургучно-красными и серыми яшмами, радиоляритами, аргиллитами и алевролитами. Но чаще они присутствуют в виде олистоплаков, олистолитов, блоков, глыб и обломков ультраосновных, основных изверженных пород и разнообразных кремнистых пород и известняков. В составе Гомонского террейна преобладают океанские изверженные породы, базальты которых сформировались в обстановке океанских островов (WPB), в спрединговых зонах (MORB) и реже – в океанской окраинно-морской и островодужной обстановках (IAB). Среди континентальных пород среднего и кислого состава, присутствующих в подчиненном количестве, в двух случаях встречены островодужные базальты. Набильский террейн (фрагмент аккреционной призмы) включает кремнистый (юраранний мел), кремнисто-карбонатно-вулканогеннотерригенный (поздняя юра-альб-сеноман), кремнисто-вулканогенно-терригенный микститовый (альб-сеноман-палеоген), вулканогенно-кемнистотерригенный (альб-поздний мел), терригенный песчаниково-алевролитовый (поздний мел-палеоген), кремнисто-вулканогенно-терригенный (поздний мел-палеоген) комплексы. Установлено, что в составе Набильского террейна преобладают океанские изверженные породы, при этом базальты сформировались преимущественно в спрединговых зонах (MORB), реже – во внутриплитных обстановках океанских островов (WPB) и в единичных случаях – в океанской окраинно-морской или островодужной обстановках (IAB). Континентальные базальты имеют островодужный петрохимический состав.

Терпеньевский, Рымникский и Шмидтовский террейны аккреционно-коллизионных комплексов включают фрагменты Восточно-Сахалинской островодужной системы: Сахалинского окраинного моря, Восточно-Сахалинской вулканической островной дуги (ВОД), преддугового прогиба и глубоководного желоба. Кроме того, Терпеньевский террейн включает фрагменты юрскойраннемеловой Шельтингской ВОД, а Шмидтовский фрагмент раннемеловой-палеогеновой \_ островной дуги, принадлежащий Ребун-Кабато-Монероно-Самаргинской [Симаненко и др., 2007] или Восточно-Сахалинской [Гранник, 2008] ВОД, базальты юрской-раннемеловой орлинской толщи и офиолитовые пластины Восточно-Шмидтовского хребта. Установлено, что в составе позднемеловойпалеогеновой Восточно-Сахалинской ВОД и раннемеловой-палеогеновой ВОД мыса Марии преобладают континентальные изверженные породы, при этом базальты имеют петрохимический состав типичный для островодужных пород. Весьма неожиданным результатом является то, что островодужные андезито-базальты, андезиты и трахиты Восточно-Сахалинской ВОД и раннемеловойпалеогеновой ВОД мыса Марии, сформировавшиеся в подводной обстановке в Восточно-Сахалинских горах и на п-ве Шмидта, имеют океанский петрохимический состав. Кроме того, единичный анализ раннемелового базальта мыса Марии показал, что эта изверженная порода сформировалась в океанской островодужной или окраинно-морской обстановке (IAB). Установлено, что среди изверженных пород позднемелового-палеогенового Сахалинского окраинного моря преобладают океанские породы, при этом базальты сформировались в спрединговых зонах (MORB), в обстановке океанских островов (WPB) и океанского окраинного моря или островной дуги (IAB). В то же время, континентальные базальты Сахалинского окраинного моря имеют островодужный петрохимический состав. Базальты орлинской толщи, как и базальты надвиговых пластин Восточно-Шмидтовского хребта, сформировались преимущественно в спрединговых зонах (MORB) и в единичных случаях – в обстановке океанских островов (WPB).

Центрально-Сахалинская субдукционная сутура включает Сусунайский, Таулан-Армуданский и Хановско-Краснотымовский террейны, испытавшее субдукционное погружение и полный или частичный динамометаморфизм слагающих их пород. Сусунайский террейн океанской плиты сложен разнообразными базальтами, долеритами и габбро, а также осадочными песчано-глинистыми, кремнистыми, карбонатными породами, метаморфизованными в условиях низкотемпературных зеленосланцевой, эпидот-амфиболитовой фаций средних давлений и глаукофан-лавсонитовой фации высоких давлений и низких температур. Установленный по органическим остаткам возраст метаморфических пород считается позднепермским и триасовым-раннемеловым. Радиологический возраст пород укладывается в ряд значений от 206-178 млн. лет до 28-1.8 млн. лет, соответствующих различным этапам перемещений по разломам и деформаций. Таулан-Армуданский террейн сложен юрскими-сеноманскими кремеисто-вулканогеннотерригенными комплексами с горизонтами оли-Хановско-Краснотымовский террейн стостром. сложен триасовыми, юрскими-позднемеловыми терригенно-вулканогенно-кремнистыми и метатерригенными комлексами. По петрохимической зональности вулканических пород установлено перемещение Сусунайского террейна (85х35 км) до начала субдукции над горячей точкой в интервале времени 206-178 млн. лет на расстояние не менее 80 км со средней скоростью не менее 0.8 мм в год – 1 этап метаморфизма пород этого террейна [Гранник, 2008]. В раннемеловое время (135-133 млн. лет) происходила субдукция Сусунайского, Таулан-Армуданского, Хановско-Краснотымовского, Александровского, Красногорского, Холмского и Ульяновского террейнов океанской плиты, которая соформированием аккреционных провождалось призм и метаморфизмом. Установлено, что Сусунайский террейн в это время субдуцировал в Центрально-Сахалинскую субдукционную палеозону до глубины 10 км и затем дополнительно испытал поддвиг на глубине более 10 км [Kimura et al., 1992] - 2 и 3 этапы метаморфизма пород этого террейна. Таулан-Армуданский и Хановско-Краснотымовский террейны, судя по степени метаморфизма, испытали частичное погружение в зону субдукции. Александровский, Красногорский, Холмский и Ульяновский террейны предположительно палеозойской-раннемезозойской океанской плиты субдуцировали в Центрально-Сахалинскую зону субдукции с различной скоростью до глубин от 5 до 14.5 км. В интервале 96-90 млн. лет произошла блокировка субдукционной палеозоны Поронайским микроконтинентом, вызвавшая деформации и метаморфизм пород перечисленных террейнов – 4 этап метаморфизма пород Сусунайского террейна [Гранник, 2008]. В интервале 77-55 млн. лет происходили деформации и метаморфизм пород Сусунайского террейна, связанные с блокировкой Охотоморской субдукционной палеозоны одноименным микроконтинентом – 5 этап метаморфизма пород этого террейна. 68млн. лет тому назад Сусунайский террейн испытал деформации и метаморфизм пород, связанные с поддвиганием его под Западно-Сахалинский террейн, а в интервале времени 61.9-59.7 млн. лет - складчатые деформации [Жаров, 2004; Гранник, 2008] – 5 этап метаморфизма пород Сусунайского террейна. 43.5 млн. лет тому назад произошел взброс Сусунайского террейна в юго-восточном направлении [Жаров, 2004], сопровождавшийся деформациями и метаморфизмом пород – 6 этап метаморфизма пород этого террейна. В интервале времени 34-28, 28-1.8 млн. лет произошел перескок Охотоморской зоны субдукции в район Курильских островов, что способствовало эксгумации Сусунайского террейна – 7 этап регрессивного метаморфизма пород этого террейна [Жаров, 2004]. Установлено, что базальты Сусунайского, Таулан-Армуданского и Хановско-Краснотымовского террейнов сформировались в спрединговых зонах (MORB), в обстановках океанских островов (WPB) и, очень редко, в океанской окраинно-морской или островодужной обстановках (ІАВ). Присутствующие в их составе континентальные базальты обладают петрохимическим составом, характерным для островодужных и реже континентальных рифтовых пород. В конце раннего мела Центрально-Сахалинская субдукционная палеозона, как отмечено выше, была заблокирована Поронайским микроконтинентом, что способствовало завершению развития раннемеловой континентальной окраины, обусловило образование одноименной субдукционной сутуры, деформации накопившихся отложений, миграцию субдукционной палеозоны на восточный край Поронайского микроконтинента и перестройку раннемеловой континентальной окраины в ее восточных районах.

Охотоморская субдукционная сутура представлена восточной частью Шмидтовского (офиолитовая ассоциация), Озерско-Свободненским и Северо-Набильским террейнами. Озерско-Свободненский террейн представляет собой крупноблоковый меланж, состоящий из фрагментов океаской плиты позднепермского-альбского возраста, пластин аптсеноманских субаркозовых турбидитов и блоков верхнемеловых-нижнепалеогеновых терригенных пород, сцементированных серпентинитовым или терригенным меланжем. Северо-Набильский террейн сожен юрским-нижнемеловым вулканогеннокремнистым океанским комлексом, перекрытым альб-сеноманскими кремнисто-терригенными и

позднемеловыми кремнисто-вулканогенно-терригенными микститовыми отложениями и включает Набильскую зону серпентинитового меланжа. Установлено, что изверженные породы перечисленных террейнов представлены резко преобладающими океанскими сериями пород, базальты которых сформировались в спрединговых зонах (MORB), в обстановках океанских островов (WPB) и, очень редко, - в океанской окраинно-морской или островодужной обстановках (IAB). Базальты континентальных серий обладают петрохимическим составом островодужных и реже континентальных рифтовых пород. Базальты орлинской толщи, как и базальты надвиговых пластин Восточно-Шмидтовского хребта, сформировались преимущественно в спрединговых зонах (MORB) и в единичных случаях - в обстановке океанских островов (WPB). Присутствующие в их составе континентальные базальты также обладают петрохимическим составом, характерным для островодужных и реже континентальных рифтовых пород.

Полученные новые данные свидетельствуют о том, что Сахалинское окраинное море представляло собой отшнурованный островной дугой от океана морской бассейн (возможно типа Филиппинского), в котором продолжались спрединговые процессы с образованием базальтов MORB и проявлялся океанский внутриплитный магматизм (WPB), но уже в задуговой обстановке, сопровождавшейся интенсивным терригенным осадконакоплением. Одновременно в этом бассейне существовали блоки с континентальной земной корой, в пределах которых происходило образование окраинно-морских изверженных пород континентального островодужного типа в подводной обстановке.

В начале палеогена Охотоморская субдукционная палеозона была заблокирована одноименным микроконтинентом. Коллизионное взаимодействие Шельтингской энсиматической дуги, располагавшейся вдоль восточной кромки Охотоморского микроконтинента, с Восточно-Сахалинской энсиалической дугой способствовало трансформации аккреционных призм в аккреционно-коллизионные комплексы, которые были перемещены в восточные районы острова в виде покровно-надвиговых пластин, имеющих внутреннее чешуйчато-надвиговое строение [Гранник, 2008]. Известно, что в это же время континентальная земная кора была сформирована на большей части обрамления северозападного сектора Тихого океана (ларамийская фаза интенсивного сжатия, проявившаяся в позднем мелу-палеогене) [Объяснительная записка..., 2000].

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- 1. Великославинский С.Д., Глебовицкий В.А. Новая дискриминантная диаграмма для классификации островодужных и континентальных базальтов на основе петрохимических данных // Докл. РАН, 2005. Т. 401, № 2. С. 213–216.
- Гранник В.М. Геология и геодинамика южной части Охотоморского региона в мезозое и кайнозое. Владивосток: Дальнаука, 2008. 297 с.
- Жаров А.Э. Геологическое строение и мел-палеогеновая геодинамика Юго-Восточного Сахалина. Южно-Сахалинск: Сахалинское книжное издательство, 2004. 192 с.
- Объяснительная записка к тектонической карте Охотоморского региона масштаба 1:2500000 / отв. ред.: Н.А. Богданов, В.Е. Хаин. М., 2000. 193 с.
- Пискунов Б.Н. Петрохимическая граница Тихого океана // Докл. АН СССР, 1977. Т. 236, № 6. С. 1446– 1448.
- Симаненко В.П., Рассказов С.В., Ясныгина Т.А., Малиновский А.И., Чащин А.А. Раннемеловые вулканиты и раннекайнозойские экструзии мыса Марии на п-ове Шмидта (Северный Сахалин): геохимические исследования // Тихоокеанская геология, 2007. Т. 26, № 3. С. 75–88.
- Kimura G., Sakakibara M., Ofuka H., Ishizuka H., Miyashita S., M. Okamura., Melnikov O.A., Lushenko V. A deep section of accretionary complex: Susunay Complex in Sakhalin Island, Northwest Pacific Margin // The Island Arc, 1992. V. 1. P. 166–175.

### = IV. 3. ОСТРОВОДУЖНЫЙ ВУЛКАНИЗМ 🛛 =

# ГЕОХИМИЯ И ВОЗРАСТ КУМУЛЯТИВНОГО КОМПЛЕКСА БАЛХАШСКОЙ ОСТРОВНОЙ ДУГИ В ГОРНОМ АЛТАЕ

© 2011 г. Н. И. Гусев, А. А. Круглова, Ю. Е. Вовшин

ФГУП ВСЕГЕИ, Санкт-Петербург, nikolay\_gusev@vsegei.ru

Кембрийские островодужные образования в Юго-Восточном Горном Алтае образуют вулканоплутоническую ассоциацию [Гусев, 1991], покровная и субвулканическая фации которой представлены балхашским вулканическим комплексом, плутоническая- мештуерыкским габбропироксенитовым комплексом. Балхашский комплекс сложен стратифицированными покровами и потоками лав базальтов, реже андезибазальтов и андезитов, иногда бонинитоподобных, с подчинёнными прослоями дацитов, плагиориодацитов и плагиориолитов, серицито-хлоритовых, хлориткарбонатных и углисто-глинистых сланцев, линзами мраморизованных известняков, песчаников, алевролитов. Низы разреза сложены андезитовыми и андезибазальтовыми плагиопорфиритами. В средней части доминируют пироксеновые базальтовые и андезибазальтовые порфириты. Верхи разреза представлены туфами кислого состава с горизонтами лав среднего и кислого состава. Разрез вулканогенных пород осложнен многочисленными тектоническими нарушениями, его общая мощность составляет 1.5-2 км.

Мештуерыкский комплекс слагает мелкие и средние по размерам массивы ультрамафитмафитового состава среди вулканитов балхашской свиты. Петротип комплекса представлен Мештуерыкским массивом в осевой части Курайского хребта в верховьях рек Мештуерык и Балхаш (рис. 1). Массив представляет собой аллохтонную тектоническую пластину. В её составе преобладают расслоенные пироксениты, габбропироксениты, габбро, долериты, габброанортозиты, редко диориты (до кварцевых диоритов), образующие шлирообразные и чередующиеся пластообразные тела, связанные постепенными переходами. Характерны полосчатые текстуры разного масштаба, развитые конформно границам тел. В виде отдельных маломощных жильных и линзовидных тел встречаются плагиограниты с резкими интрузивными контактами.

Пироксениты состоят преимущественно из крупных (3–10 мм) кристаллов клинопироксена диопсид-салитового ряда. Оливин, ортопироксен и коричневато-зеленоватая шпинель (плеонаст) присутствуют в незначительных количествах (1–3%). Кристаллы клинопироксена обычно содержат двойники роста и, реже, структуры распада твердых растворов с тонкими пластинками ортопироксена. Петрографическими доказательствами кумулятивного происхождения пироксенитов является крупный размер кристаллов, двойники роста, иногда слабая зональность пироксена. Габброиды содержат



Рис. 1. Схема геологического строения Мештуерыкского массива

1 – отложения квартера; 2 – вулканогенно-осадочные отложения балхашской и тыдтуярыкской свит (С<sub>1</sub>); 3–8 – мештуерыкский комплекс: 3 – плагиограниты; 4 – кварцевые диориты; 5 – долериты; 6 – габбро; 7 – габброанортозиты; 8 – пироксениты и габбропироксениты: а – крупнозернистые, б – мелкозернистые; 9 – фациальные границы; 10 – надвиги; 11 – сбросы и сдвиги; 12 – место отбора геохронологической пробы и её номер.



Рис. 2. Мультиэлементные диаграммы для пород мештуерыкской вулкано-плутонической ассоциации и Джагантерекского массива

При нормализации использованы: а – состав хондрита по [Anders, Grevesse, 1989]; б – состав N-MORB по [Hoffman, 1988]. 1 – высокоглиноземистые базальты балхашской свиты; 2–5 – Мештуерыкский массив: 2 – пироксениты; 3 – габбропироксениты и габбро; 4 – кварцевые диориты; 5 – плагиограниты; 6 – объединенное поле пород Джагантерекского массива (лейкогаббро, диориты, тоналиты и плагиограниты) по [Kruk et al., 2011]; 7 – средний состав габбро нижней коры островной дуги по [Greene et al., 2006].

15-30% кумулятивного ортопироксена в примерно равных соотношениях с клинопироксеном. Оливин отсутствует. Ортопироксен повсеместно встречается в габброидах в виде крупных изометричных или удлиненных кристаллов, реже небольших скоплений мелких кристаллов. Тонкие пластинки клинопироксена в виде структур распада присутствуют в большинстве зерен ортопироксена. Клинопироксен обычно имеет тонкую оторочку роговой обманки. Оптически различимые включения вторичной роговой обманки иногда присутствуют внутри кристаллов клинопироксена. Плагиоклаз (лабрадор) обычно составляет 50-70% габбро, которые могут постепенно переходить в габброанортозиты с содержанием плагиоклаза 75-80%. Плагиоклаз слагает кумулятивные кристаллы или встречается в виде интеркумулусных выделений, обычно не зональный или слабо зональный. Иногда в виде кайм вокруг кристаллов клинопироксена присутствует до 5% роговой обманки. Шлировые выделения кварцевых диоритов состоят из плагиоклаза (50%), изменённого реликтового пироксена (20-25%), вторичной роговой обманки (10-15%) и кварца (10-15%). Они рассматриваются как результат кристаллизации остаточного расплава кумулятивного комплекса.

Для базальтов балхашской свиты характерны повышенная магнезиальность и известковистость, низкие содержания калия и низкая общая щелочность. По химическому составу они классифицируются как толеиты энсиматических островных дуг [Гусев, 1991]. Пироксен-порфировые разности близки бонинитам [Симонов и др., 1994], плагиоклаз-порфировые базальты часто являются высокоглиноземистыми и содержат (мас. %): SiO<sub>2</sub>=47; TiO<sub>2</sub>=0.58; Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>=17.5; FeO<sup>t</sup>=13; MgO=7; CaO = 4.5; Na<sub>2</sub>O = 4.77; K<sub>2</sub>O = 0.2; P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> < 0.05.

Пироксениты характеризуются следующим химическим составом (мас.%): SiO<sub>2</sub>  $\sim$  50; MgO  $\sim$  21– 22; CaO ~ 17; FeO<sup>t</sup> = 5.95-6.4; Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> = 0.75-0.97; Na<sub>2</sub>O + K<sub>2</sub>O ~ 0.27; TiO<sub>2</sub>~ 0.03; P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> < 0.05. В габбропироксенитах и габбро содержание SiO<sub>2</sub> остается на том же уровне, MgO снижается до 14% в габбропироксентах и 7% в габбро, CaO колеблется на уровне 10–12%; FeO<sup>t</sup> = 7-8% в габбропироксенитах и 10–11% в габбро, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> = 7-8% в габбропироксенитах, 13-17% в габбро и до 26% в габброанортозитах. От пироксенитов к габбро плавно увеличивается содержание щелочей, не превышающих в сумме 2–3%, TiO<sub>2</sub> = 0.1-0.5%, P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> = 0.04-0.07%. Кварцевые диориты содержат (мас.%): SiO<sub>2</sub> = 59-63; Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> = 15-16; MgO = 1.7-5.2; CaO =2–5; FeO<sup>t</sup> = 4-7; Na<sub>2</sub>O + K<sub>2</sub>O = 4-5.

Пироксениты отличаются повышенным содержанием Cr = 2160-2180 г/т и Ni = 175 г/т, габбропироксениты содержат эти элементы на уровне бонинитов [по Симонов и др., 1994] покровной фации балхашской свиты (Cr = 1200-1250г/т; Ni = 97-100 г/т). Распределение микроэлементов, нормализованных по составу N-MORB, для всех типов пород характеризуется повышенными концентрациями крупноионных литофилов (K, U, Pb, Ba (кроме пироксенитов) и пониженными содержаниями высокозарядных элементов Zr, Hf, Y, Ti, Ta, Nb, что свойственно надсубдукционному магматизму.

Базальты балхашской свиты имеют низкие содержания РЗЭ (УРЗЭ = 14–15г/т, Eu/Eu\* = 1.52), слабо обогащены лёгкими РЗЭ, за счет чего имеют небольшой отрицательный наклон спектра РЗЭ ( $La_N/Yb_N = 1.52$ ). В пироксенитах и габбропироксенитах содержания РЗЭ очень низкие (УРЗЭ = 1.33– 4.86 г/т), характерны слабо выраженные отрицательные (в породах с кумулятивным плагиоклазом), чаще положительные аномалии Eu (Eu/Eu\* = 0.85– 1.55) и положительный наклон графиков распределения РЗЭ ( $La_N/Yb_N = 0.56-0.58$ ). Плагиограниты Мештуерыкского массива также имеют низкие со-



**Рис. 3.** Катодолюминесцентные изображения (а) и диаграмма U-Pb системы с конкордией (б) для циркона из кварцевых диоритов (пр. 716) Мештуерыкского массива. Центр изотопных исследований ВСЕГЕИ (аналитик С. Л. Пресняков).

держания РЗЭ (УРЗЭ = 15–16 г/т) [Кruk et al., 2011] и графики распределения РЗЭ с положительным наклоном (La<sub>N</sub>/Yb<sub>N</sub> = 0.4–0.6), параллельные графикам мафитов и ультрамафитов (рис. 2а), В кварцевых диоритах выше УРЗЭ = 43 г/т, Eu/Eu\* = 0.99 и график распределения РЗЭ почти горизонтальный (La<sub>N</sub>/Yb<sub>N</sub> = 1.08).

U-Pb методом (SHRIMP II) был датирован циркон шлировых обособлений кварцевых диоритов (рис. 1, пр. 716) Мештуерыкского массива из зоны постепенного перехода габброанортозитов через габбро в габбропироксениты.

Циркон в кварцевых диоритах представлен мелкими прозрачными хорошо ограненными субидиоморфными короткопризматическими зёрнами с секториальной, грубой концентрической иногда планарной зональностью (рис. 3а). В цирконе относительно низкие содержания Th = 39-64 г/т и U = 171-255 г/т, Th/U = 0.22-0.28. По морфологии и зональности он подобен циркону из основных пород, но имеет отношение Th/U, свойственное породам кислого состава. Полученное значение возраста  $513.8 \pm 9.4$  млн. лет несколько моложе ранее опубликованного [Шокальский и др., 2000] U-Pb возраста циркона из плагиогранитов Мештуерыкского массива: 527 ± 1.5 млн. лет (5 точек с привязкой дискордии к Т = 0; автор пробы А. Г. Владимиров (ОИГГМ СО РАН), аналитический центр ИГГД РАН. Л. К. Левегент).

Восточнее, неподалеку от Мештуерыкского массива, близкий возраст 5099 млн. лет получен U-Pb методом по циркону из лейкогаббро Джагантерекского плутона, формирование которого, по мнению [Kruk et al., 2011], происходило ближе к рубежу кембрия и ордовика. Породы Джагантерекского плутона (лейкогабро, диориты, тоналиты, плагиограниты) по конфигурации спектров распределения РЗЭ (LaN/YbN = 0.9–1.2) близки кварцевым диоритам Мештуерыкского массива (рис. 2а), но они заметно беднее РЗЭ (УРЗЭ = 16-28 г/т). Близость значений и большие величины погрешностей измерения возрастов, а также сходство геохимических характеристик габбро-диоритовых интрузивов с кварцевыми диоритами Мештуерыкского массива не исключают возможности их частичной синхронности. Сходные геохимические характеристики балхашского и мештуерыкского комплексов свидетельствуют об их комагматичности, что позволяет рассматривать плутонические породы в качестве фрагмента закристаллизованного магматического очага Балхашской вулканической дуги. По величине содержаний и характеру распределения главных, редких и РЗЭ (рис. 2) мештуерыкский расслоенный комплекс кумулятивных мафитультрамафитовых пород соответствует ультрамафитам и габброидам нижней-средней коры островной дуги [Greene et al., 2006]. Шлиры кварцевых диоритов в габброидах Мештуерыкского массива по геохимическим параметрам подобны породам среднего и кислого состава средней коры островной дуги [Greene et al., 2006].

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Гусев Н.И. Реконструкция геодинамических режимов докембрийского и кембрийского вулканизма в ЮВ части Горного Алтая // Палеодинамика и формирование продуктивных зон Южной Сибири. Новосибирск. Изд-во ОИГГМ СО АН СССР. 1991. С. 32–55.
- 2. Симонов В.А., Добрецов Н.Л., Буслов М.М. Бонинитовые серии в структурах палеоазиатского океана // Геология и геофизика. 1994. Т. 35. № 7-8. С. 182-198.
- Шокальский С. П., Бабин Г. А., Владимиров А. Г. и др. Корреляция магматических и метаморфических комплексов западной части Алтае-Саянской складчатой области. Новосибирск: Изд-во СО РАН, филиал "Гео". 2000. 187 с.

ВУЛКАНИЗМ И ГЕОДИНАМИКА, Екатеринбург, ИГГ УрО РАН, 2011

- 4. Anders E., Grevesse N. Abundances of elements: meteoritic and solar // Geochimica et Cosmochimica Acta. 1989. V. 53. P. 197–214
- Greene A. R., DeBari S. M., Kelemen P.B. et al. A detailed geochemical study of island arc crust: the Talkeetna Arc Section, South-Central Alaska // Journ. Petrol. 2006, V. 47. N. 6. P. 1051–1093.
- 6. Hofmann A. W. Chemical differentiation of the Earth:

the relationship between mantle, continental crust and oceanic crust // Earth and Planet. Sci. Let. 1988. V. 90. N3. P. 297–314.

 Kruk N., Rudnev S., Vladimirov A. et al. Early-Middle Paleozoic granitoids in Gorny Altai, Russia: implications for continental crust history and magma sources // Journ. of Asian Earth Sci. 2011. В печати. doi: 10.1016/j.jseaes.2010.12.008

### = IV. 3. ОСТРОВОДУЖНЫЙ ВУЛКАНИЗМ =

## ГЕОХИМИЧЕСКИЕ И ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ПРИЗНАКИ ЗОНАЛЬНОСТИ ПАЛЕОЗОЙСКИХ ОСТРОВОДУЖНЫХ СИСТЕМ НА СРЕДНЕМ УРАЛЕ

© 2011 г. Г. А. Петров, Ю. Л. Ронкин, О. П. Лепихина

Институт геологии и геохимии УрО РАН, г. Екатеринбург

При составлении Госгеолкаркомплекта ты-1000/3 листа О-41 (Екатеринбург) автору представилась возможность проследить геохимическую зональность вулканических комплексов Среднего Урала на разных возрастных уровнях вкрест простирания Уральского подвижного пояса. Ввиду ограниченности возможностей, исследование вулканогенных толщ и интрузивных комплексов производилось выборочно, что привело к некоторой схематичности полученной картины; тем не менее, были выявлены элементы геохимической зональности позволяющие, в сочетании с геологическими и петрологическими данными, судить о расположении и направлении погружения палеозон субдукции.

Раннепалеозойские комплексы, относимые к спрединговым образованиям, сохранились в шовных зонах на границах палеоостроводужных блоков и микроконтинентов, а также в составе аллохтонных тектонических пластин. Это кремнистотерригенные и базальтовые толщи, альпинотипные дунит-гарцбургитовые комплексы, часто пространственно ассоциирующие с офиолитовыми габбро и комплексами параллельных долеритовых даек. Комплексы параллельных долеритовых даек с остаточными массивами и скринами офиолитовых габбро присутствуют в краевых частях Тагильского террейна, в шовных зонах и аллохтонных пластинах Восточно-Уральского композитного мегаблока. Рассматривая зональность геохимических параметров долеритовых спрединговых комплексов с запада на восток, можно заметить, что мариинский комплекс, слагающий пластины и блоки в западном борту Тагильского террейна, характеризуется средней степенью деплетированности для большей части элементов, резкой отрицательной аномалией по Nb и небольшим обогащением Sr, что характерно для раннеостроводужных толеитов [Фролова, Бурикова, 1997]. Долериты восточного борта Тагильской структуры (ясьвинский комплекс) характеризуются еще большей деплетированностью высокозарядными элементами, Nb и Ta, и небольшим обогащением Ba и Th, что считается типичным для ассоциаций надсубдукционного происхождения. Ордовикские долериты новоберезовской толщи сходны с базальтами срединно-океанических хребтов по содержанию большинства элементов, отличаясь от них деплетированностью Р, Zr Hf и некторым обогащением Ва и Тh. По данным В.Ф. Копанева (1999, устное сообщение), составы метабазальтов новоберезовской толщи соответствуют вулканитам океанических островов и трапповых серий. Долериты белоярской толщи, слагающие фрагменты комплекса "дайка в дайке" в пределах Алапаевско-Теченского синклинория, также сходны с океаническими базальтами, отличаясь меньшими содержаниями K, Rb, Nb, P, Zr, Hf. Таким образом, в составе Тагильского террейна присутствуют долериты деплетированного надсубдукционного типа, а восточнее – преобладают менее деплетированные разности, вероятно связанные с задуговым центром растяжения.

Силурийско-раннедевонские вулканические серии Тагильской мегазоны отвечают стандартному формационному ряду островодужной системы, сформировавшейся над палеозоной субдукции с восточным падением: с запада на восток и снизу вверх по разрезу залегают базальтриолитовая, базальт-андезит-дацитовая, базальттрахиандезитовая и абсарокит-шошонит-трахитовая формации. Фациальные особенности разрезов и составы вулканитов позволяют реконструировать фрагменты преддугового и внутридуговых бассейнов, барьерной вулканической палеодуги и задугового центра растяжения [Наркисова, 2005]. Изотопно-геохронологические исследования [Ферштатер и др., 2009] свидетельствуют об одновременном существовании в силуре магматических систем, продуцировавших известково-щелочные и умереннощелочные магмы на разном удалении от палеозоны субдукции, погружавшейся на восток.

Восточнее Тагильского мегаблока, в пределах Алапаевско-Теченского синклинория присутствуют вулканиты раннесилурийской базальт-андезитдацитовой формации (межевская толща), являющейся латеральным аналогом павдинской свиты Тагильского мегаблока. Сравнение составов пород указанных литостратиграфических подразделений показывает, что с запада на восток происходит обогащение вулканитов литофильными элементами (K, Rb, Ba, Th), что может быть связано как с увеличением глубин магмогенерации, так и с наличием блоков коры переходного или континентального типа в фундаменте палеоостровной дуги на востоке. Диаграмма Th/Yb–Ta/Yb демонстрирует принадлежность всех раннесилурийских вулканических комплексов к островодужному типу. При этом породы межевской толщи обогащены Th, что свидетельствует о контаминации расплавом вещества континентальной коры. Таким образом, в раннем силуре фиксируется существование одной палеоостроводужной системы над зоной субдукции с восточным падением, что и ранее неоднократно отмечалось различными исследователями [Язева, Бочкарев, 1995; Пучков, 2000 и др.].

В позднем силуре и раннем девоне в Тагильской мегазоне происходит смена известково-щелочного магматизма умеренно-щелочным толеитовым и затем - шошонит-абсарокитовым. Это интерпретируется как результат дальнейшего развития интрадугового рифта и "подключения" глубинного мантийного источника [Наркисова, 2005]. Предполагается также "застопоривание" зоны субдукции и частичное разрушение погружающейся оканической плиты при начавшейся коллизии островная дугаконтинент. В пределах Восточно-Уральской мегазоны в области задугового растяжения в лохковское время возник крупный Сафьяновский центр кислого вулканизма базальт-андезит-дацит-риолитовой формации, в пределах которого сформировалась колчеданоносная рудно-метасоматическая система. В раннедевонское время в пределах Тагильской мегазоны сформировались две палеообстановки [Пейве, 1947 и др.], где происходило накопление преимущественно карбонатных мелководных отложений (Петропавловская зона) и вулканогенных и вулканогенно-осадочных образований (Турьинская зона). В пражское время начинается формирование мощной толщи умеренно-щелочной базальт-трахиандезит-дацитовой формации (краснотурьинской свиты). Для вулканитов краснотурьинской свиты характерна обогащенность литофильными элементами, Се и Р, низкие содержания Ті, что сближает из с образованиями развитых энсиалических островных дуг и активных континентальных окраин. Вслед за В.Н. Пучковым [2000], В.Н.Смирновым и А.В. Коровко [2007] и другими исследователями мы считаем девонские вулканиты Среднего Урала составной частью островодужной системы, поскольку в надсубдукционной области в этот период времени еще не существовало единого континента. С образованиями раннедевонской базальт-трахиандезит-дацитовой формации Тагильской мегазоны хорошо коррелируется таволжанская свита, распространенная в составе Верхотурско-Новооренбургской структурно-формационной зоны (СФЗ) Восточно-Уральской мегазоны.

Эмсские отложения в большинстве районов Тагильской мегазоны залегают с несогласием и размывом в основании на разных уровнях раннедевонских и позднесилурийских образований. В раннем девоне (карпинский горизонт) в восточной части Тагильской мегазоны происходит формирование пачек серпентинитовых песчаников и конгломератов, ассоциирующих с кремнистыми сланцами. Офиолитокластиты прослеживаются в зоне Серовско-Маукского на Среднем и далее – в зоне Главного Уральского разлома на Южном Урале, вероятно маркируя обстановку островодужного склона палеожелоба новообразованной зоны субдукции [Петров и др., 2009], продуцировавшей на Среднем Урале вулканиты Восточно-Уральской, а на Южном – Магнитогорской мегазон. Начиная с эмсского времени начинается формирование новой островодужной системы, наиболее полно представленной в пределах Магнитогорской мегазоны. На Среднем Урале девонская островодужная система развивалась преимущественно на блоках коры переходного и субконтинентального типа, а Магнитогорская палеоостроводужная система Южного Урала - на коре океанического типа, что обусловило различия в составах вулканитов и минерагении. Эта палеоостроводужная система просуществовала на Среднем Урале до франского времени включительно. В восточной части Тагильской мегазоны эмсские вулканиты представлены известково-щелочной андезит-базальтовой формацией (верхняя часть краснотурьинской, тальтийская свиты), хорошо коррелирующейся с аналогичными образованиями Верхотурско-Исетской подзоны Верхотурско-Новооренбургской СФЗ Восточно-Уральской мегазоны (кунгурковская свита). Восточнее, в пределах Медведевско-Сухтелинской подзоны в это время формируется риолит-базальтовая формация (медведевская толща). В составе Алапаевско-Адамовской СФЗ в эмсском и начале эйфельского веков существовали две обстановки - интрадугового (задугового?) спрединга и активной вулканической островной дуги [Смирнов, Коровко, 2007]. В пределах глубоководной палеоспрединговой системы происходило излияние подушечных лав высокотитанистых базальтов и накопление кремнистых сланцев, восточнее - в мелководных и наземных условиях островодужной дуги - формирование вулканических и осадочных пород риолит-базальтовой формации (терригенно-вулканогенной толщи). Для вулканитов спредингового центра характерны содержания высокозарядных элементов на уровне океанических базальтов и обогащенность литофильными элементами, что указывает на участие в составе магм сиалического корового вещества. Таким образом, реконструируются две ранне-среднедевонские палеоостроводужные системы, которые условно можно назвать Краснотурьинской и Алапаевской. Вулканические комплексы барьерной дуги Краснотурьинской системы представлены краснотурьинской и таволжанской свитами, задугового центра растяжения – глинским вулканическим комплексом [Иванов, 1998]. Восточнее вновь картируются субаэральные вулканиты барьерной дуги [Смирнов, Коровко, 2007], по-видимому, относящиеся к Алапаевской островодужной системе.

Среднедевонский (эйфельско-живетский) вулканизм в пределах Тагильской мегазоны изучен слабо, что возможно связано с недостаточным обоснованием возраста части вулканогенных разрезов Восточно-Тагильской СФЗ. Распространенная в пределах Алапаевско-Адамовской СФЗ рудянская толща сходна по составу с вулканитами барьерной зоны вулканической дуги, содержит рудопроявления меднопорфирового и колчеданнополиметаллического типов. Для вулканитов рудянской толщи характерно обогащение литофильными элементами и относительно низкие содержания Ті, при этом, в восточном направлении содержание литофильных и редких элементов возрастает, что свидетельствует о восточном падении палеозоны субдукции. Извержения продуктов известковощелочной серии носили преимущественно эксплозивный характер, что обусловило большое количество туфов в разрезах рудянской толщи.

Позднеживетско-франский этап вулканизма широко проявился на Среднем Урале. В восточной части Тагильской мегазоны и в пределах Верхотурско-Новооренбургской СФЗ Восточно-Уральской мегазоны – это образования базальтандезит-дацитовой формации (высотинская, лимкинская и башкарская свиты), восточнее, в составе Алапаевско-Адамовской СФЗ, вулканиты представлены базальт-андезитовой формацией (маминская толша). Вулканиты лимкинской свиты Восточно-Тагильской СФЗ обогащены Sr, Th, Ce, P и несколько обеднены Ті относительно океанических базальтов, что свидетельствует об их формировании в пределах островодужной системы, но при участии слабо- или умеренно-деплетированного мантийного вещества и, возможно, небольшой доли континентальной коры, обеспечившей обогащение Th. Вулканиты башкарской свиты демонстрируют черты типичных образований зрелой (энсиалической) островной дуги - они обогащены литофильными и обеднены высокозарядными элементами (за исключением Се и Р). Составы магматических образований маминской толщи отражают поперечную геохимическую зональность: андезибазальты западных районов ее распространения весьма сходны с вулканитами башкарской свиты; восточнее в них повышаются содержания Ta, Nb, Zr, Hf, что может свидетельствовать об увеличении мощности континентальной коры в основании вулканического пояса в восточном направлении. Таким образом, для позднеживетско-франского времени мы обнаруживаем следы существования одной островодужной системы над зоной субдукции с восточным падением.

В фаменское время интенсивность вулканизма снижается. Вулканиты представлены базальтами, андезибазальтами и кислыми вулканитами известково-щелочной серии, в некоторых районах умеренно-щелочными. Предполагается их формирование в пределах активной континентальной окраины над палеозоной субдукции, имевшей западное падение [Пучков, 2000 и др.].

Развитие рассматриваемого нами региона в раннем-среднем карбоне протекало в условиях активной континентальной окраины [Пучков, 2000, Смирнов, Коровко, 2007]. В это время произошел разворот Восточно-Европейского палеоконтинента по часовой стрелке [Свяжина и др., 2008], что обусловило широкое развитие лево-сдвиговых смещений блоков. Сочетание субдукционного процесса с левосдвиговыми шовными зонами выражается в формировании магматических комплексов с мантийными и коровыми характеристиками. Начало каменноугольного этапа ознаменовалось становлением интрузий тоналит-плагиогранитовой формации в восточной части Тагильской и западной части Восточно-Уральской мегазон. Это массивы западноверхисетского и южаковского комплексов. В шовных сдвиговых структурах на активной континентальной окраине, сопровождаемых локальными зонами спрединга, создавались условия для внедрения мантийных магм, продуцировавших интрузии габбро-сиенитовой и трахириолитграносиенитовой, габбродолеритовой формаций (басьяновский, зверевский, смолинский комплексы) и вулканиты базальт-риолитовой формации (бекленищевская свита). В Зауральской мегазоне в раннем карбоне начинается функционирование Валерьяновского вулкано-плутонического пояса. В конце раннего-начале среднего карбона происходит формирование многочисленных интрузий гранодиорит-гранитовой формации, впервые магматизм активной континентальной окраины проявился и в зоне Главного Уральского разлома, где интрузии гранодиорит-гранитовой формации "запечатывают" этот крупнейший структурный шов Урала [Ферштатер и др., 2000]. Особенности составов каменноугольных магматических пород иллюстрируют эволюцию магматической системы активной континентальной окраины и неоднородность мантийных и коровых магматических источников. Так, составы тоналитов западноверхисетского и габброидов басьяновского комплекса располагаются на диаграмме Th/Yb – Ta/Yb на тренде мантийного (внутриплитного) обогащения; роль сиалического корового материала в этих породах минимальна. Вероятно, западноверхисетское гранитоиды кристаллизовались из андезитовых, а басьяновские габбро и сиениты – из умеренно-щелочных базальтовых магм. Вулканиты бекленищевской свиты, несмотря на меньшие величины Th/Yb и Ta/Yb отношений, более обогащены сиалическим коровым материалом, что может быть связано с наличием блоков континентальной коры в фундаменте Алапаевско-Каменской синформы. Тенденцию увеличения Th/Yb и Ta/Yb отношений с востока на запад (от палеозоны субдукции) демонстрируют составы гранодиоритов каменского и верхисетского комплексов, что характерно для зональности магматитов активных континентальных окраин [Фролова, Бурикова, 1997].

В московское время происходит замыкание морского бассейна в Зауральской мегазоне и прекращение функционирования палеозоны субдукции [Пучков, 2000]. Режим активной континентальной окраины сменяется коллизионным.

Таким образом, в геологической истории Среднего Урала, запечатленной в породных комплексах позднего ордовика-раннего карбона, проявлены следы нескольких островодужных систем, возникших над палеозонами субдукции с восточным падением: позднеордовикско-раннедевонской Тагильской, двух палеоостровных дуг ранне-среднедевонского возраста (Краснотурьинской и Алапаевской) и одной (?) средне-позднедевонской (позднеживетско-франской). Фаменско-раннекаменноугольные магматические образования сформированы в условиях активной континентальной окраины над зоной субдукции с западным падением с участием левосдвиговых шовных зона, дренировавших мантийные источники.

Авторы глубоко признательны А.В. Маслову за обсуждение рукописи и критические замечания.

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- 1. **Иванов К.С.** Основные черты геологической истории (1.6–0.2 млрд. лет) и строения Урала // Дисс. ... доктора геол.-мин. наук в форме научного доклада. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 1998. 252 с.
- Наркисова В.В. Петрохимия позднеордовикскихраннедевонских базальтоидов южной части Тагиль-

ской зоны Среднего Урала. Автореферат дисс. ... канд. геол.-минер. наук. М.: МГУ, 2005. 24 с.

- Пейве А.В. Тектоника Североуральского бокситового пояса. Материалы к познанию геологического строения СССР (Новая серия). 1947. Вып. 4. 203 с.
- 4. Петров Г.А., Наседкина В.А., Амон Э.О. и др. Новые данные о возрасте и условиях формирования обломочных серпентинитов на восточном склоне Среднего Урала // Докл. РАН, 2009. Т. 427. № 5. С. 659–663.
- 5. Пучков В.Н. Палеогеодинамика Южного и Среднего Урала. Уфа: Даурия, 2000. 146 с.
- Свяжина И.А., Петров Г.А., Слободчиков Е.А. Палеомагнетизм, тектоника и геодинамика палеозоя среднеуральского фрагмента Восточно-Уральской мегазоны // Литосфера, 2008. № 4. С. 22–34.
- Смирнов В.Н., Коровко А.В. Палеозойский вулканизм восточной зоны Среднего Урала // Геодинамика, магматизм, метаморфизм и рудообразование. Екатеринбург: УрО РАН, 2007. С. 395–420.
- Ферштатер Г.Б., Шагалов Е.С., Беа Ф., Монтеро П. Тургоякско-Сыростанская группа гранитоидных массивов зоны Главного Уральского разлома // Магматические и метаморфические образования Урала и их металлогения. Екатеринбург: УрО РАН, 2000. С. 129–158.
- 9. Ферштатер Г.Б., Краснобаев А.А., Беа Ф., Монтеро П. и др. Интрузивный магматизм ранних стадий развития Уральского эпиокеанического орогена: U-Pb геохронология (LA ICPMS, NORDSIM, SHRIMP-II), геохимия, закономерности эволюции // Геохимия, 2009. № 2. С. 150–170.
- Фролова Т.И., Бурикова И.А. Магматические формации современных геотектонических обстановок. М.: Изд-во МГУ, 1997. 320 с.
- 11. **Язева Р.Г., Бочкарев В.В.** Силурийская островная дуга Урала: структура, развитие, геодинамика // Геотектоника, 1995. № 6. С. 32–44.

### ———— IV. 3. ОСТРОВОДУЖНЫЙ ВУЛКАНИЗМ —

# УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ МЕЗОАРХЕЙСКОЙ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ КОРЫ КАРЕЛЬСКОГО КРАТОНА

© 2011 г. С. А. Светов, М. А. Гоголев, А. И. Светова

Институт геологии КарНЦ РАН, Петрозаводск, Россия, ssvetov@ krc.karelia.ru

Магматические расплавы, формирующиеся в субдукционных системах, с момента зарождения плейт-тектонических процессов в архее и до настоящего времени, являются основным источником информации о геологических механизмах становления ранней архейской континентальной коры и ее эволюции на протяжении геологической истории планеты.

В целях поиска новых возможных методов реконструкции геодинамических режимов формирования магматических систем в областях архейских транзитных зон океан-континент нами проводилось детальное изучение древнейших на Фенноскандинавском щите андезитовых, андезидацитовых ассоциаций (3.05-2.95 млрд. лет) сохранившихся в пределах Ведлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса на западном обрамлении палеоархейского Водлозерского блока. Основной акцент в данной работе делался на изучение древнейших субвулканических комплексов представленных андезитами, дацитами адакитового ряда (формирующих крупные некки и многочисленные дайковые системы), а так же ксенолитов и автолитов выявленных в субвулканических некках, с целью реконструкции состава континентальной коры и режимов архейского корообразования.

Район геологических исследований – зеленокаменные домены (Хаутаваарский, Койкарский) Ведлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса, является хорошо изученным геологическим полигоном для изучения мезо-наоархейских геологических событий в пределах Карельского кратона, и детально описан в работах [Светова, 1988; Стратиграфия докембрия..., 1992; Светов, 2005].

Важно подчеркнуть, что по геологическому строению зеленокаменный пояс является крупной аккреционно-орогенной структурой, в составе которой выделяется набор тектонически совмещенных стратотектонических ассоциаций (СТА) маркирующих контрастные геодинамические режимы его формирования: ранний островодужный БАДР-адакитовый (3.05–2.95 млрд. лет), океанический коматиит-базальтовый (3.05–2.95 млрд. лет) и окраинно-континентальный дацит-риолитадакитовый (2.90–2.85 млрд. лет) комплексы.

Среди перечисленных древнейшим является островодужный комплекс, представленный реликтами палеовулканических построек, сформированный мультисериальной ассоциацией в которой доминируют дифференцированная базальт-андезитдацит-риолитовая (БАДР) серия известковощелочного ряда и адакитовая серия, при подчиненном развитии толеитовой и высоко-Мg андезитовой серий [Светов, 2005; Светов, 2009]. Морфологически парагенез сформирован глыбовыми, агломератовыми, тонкими туфами в переслаивании с крупноподушечными, массивными, миндалекаменными лавами, лавобрекчиями и кластолавами общей мощностью до 2.5 км. Максимальная сохранность разрезов островодужного комплекса отмечается в юго-западной части террейна в пределах Хаутаваарской мегаструктуры (включающей Хаутаваарскую, Игнойльскую, Чалкинскую, Няльмозерскую палеовулканические структуры). Для ассоциации ключевым объектом является адакитовая вулканическая постройка Игнойльской структуры [Светов, 2009], для которой установлены U-Pb возрасты некка – 2995 ± 20 млн. лет [Сергеев, 1989], лав постройки – 2945 ± 19 млн. лет [Овчинников, 1994] и детритовых цирконов из терригенных граувакк перекрывающих постройку – 2947 ± 13 млн. лет [Светов и др. 2010].

В центральной части Ведлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса в пределах Койкарской структуры, изучены крупные субвулканические и небольшие дайковые тела, секущие мафитовую (коматиит-базальтовую) часть мезоархейского разреза и содержащие ксенолиты коматиитов и габбро. U-Pb возраст (по циркону) субвулканических дацитов, принадлежащих к адакитовой серии, равен 2935 ± 20 млн. лет [Бибикова, Крылов, 1983]. Подобные дайки выявлены также в Совдозерской структуре.

Изучаемые породные комплексы изменены в условиях эпидот-амфиболитовой фации метаморфизма, а проведенная нами ранее оценка степени химического изменения пород, а также сохранности флюид-мобильных элементов (FME-системы) показала, что породы метаморфизованы в изохимических условиях [Светов, 2010]. Максимальная сохранность первичной геохимической характеристики отмечается в субвулканических фазах, что позволяет проводить детальные геохимические исследования.

Изучение субвулканических комплексов Ведлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса позво-
ляет сделать следующие выводы:

Древнейшая (2.995 млрд. лет) субвулка-1 ническая фаза островодужного магматизма в пределах Карельского кратона представлена андезитовым некками Игноильской структуры, принадлежащими к адакитовой серии. Субвулканиты характеризуются содержаниями SiO2 на уровне 53-76 мас. %, что позволяет их классифицировать как высоко-кремнистые (HSA) разновидности с подчиненным количеством низко-кремнистых (LSA) литотипов. Содержания Na<sub>2</sub>O изменяются от 2.5 до 5.6 мас. %, содержание MgO < 4 мас. %. Адакиты характеризуются высокими содержаниями Sr от 260 до 800 ppm, Ba > 350 ppm, Zr – 115–140 ppm и U – 1.1–1.7 ррт, при величине Sr/Y отношения на уровне 20-123. Спектры распределения РЗЭ в адакитах имеют ярко выраженные отрицательные аномалии по Nb, Ti и деплетированы HREE.

2. Среди ксенолитов центрального некка Игноильской структуры (по петрографической и геохимической классификации) выделяются перидотиты, пироксениты, габброиды, субщелочные габброиды, фоидолиты и монцодиориты. Субщелочные габброиды и монцодиориты относятся к известково-щелочной серии, а перидотиты, пироксениты, фоидолиты и габброиды – к толеитовой серии. Исследуемые ксенолиты отражают условия формирования островодужных систем, при этом перидотитовые и пироксенитовые ксенолиты - захвачены из области мантийного клина и отражают его гетерогенный состав. Габброиды нормального ряда могут являться реститами фракционированных адакитовых расплавов. Щелочные разновидности габброидов указывают на наличие отдельных метасоматизированных зон в области мантийного клина.

3. Дайковая ассоциация Койкарской структуры (2.935 млрд. лет, сечет коматиит-базальтовую ассоциацию) имеет также адакитовые характеристики и относится к HAS-типу.

4. Дайковые комплексы Паласельгинской структуры (секут толщу коматиит-базальтового состава, возраст даек оценивается в 3.0–2.9 млрд. лет) имеют аномальную геохимическую характеристику. Дайки сформированы андезибазальтами, андезитами (SiO<sub>2</sub> = 55–59 мас. %) с магнезиальностью Mg# = 50-54, аномально высокими содержаниями Čr (600-2400 ppm) и повышенными содержаниями Ni (30-100 ppm), низкими концентрациями Sr (<60 ppm), Ba (<110 ppm), Nb (<1.6 ppm), Hf (0.7 ppm) и Zr (<22 ppm), недифференцированным типом распределения РЗЭ. Delta Nb систематика андезитов данного типа отмечает плюмовую компоненту в их составе, подобную коматиитам, что может интерпретироваться как результат формирования пород в ходе дифференциации (возможно ликвационной) первичных высокомагнезиальных расплавов. Породы также отличают очень

низкие, не типичные для островодужных андезитов, отношения Zr/Y - 1.3 - 1.6, (La/Yb)pm = 0.7-0.9, Nb/Ta = 2.0-2.2.

Рассмотрев характеристику субвулканических серий, существующих в мезоархейских конвергентных системах в западном обрамлении Водлозерского блока, следует отметить, что значимую роль в них играют адакитовые расплавы. Формирование адакитов происходит в ходе прямого плавления субдуцируемой океанической коры, преобразованной в ходе погружения в амфиболиты или эклогиты [Kay, 1978; Defant, Drummond, 1990; Martin, 1999; Martin et al., 2005].

Формирование архейской континентальной коры на стадии зарождения древних островодужных систем связано с адакитовым магматизмом, маркирующим инициальную стадию заложения субдукционных обстановок в регионе. Развитие конвергентной системы проходило в мезоархее в режиме пологой субдукции океанического слэба. В процессы магмогенерации было вовлечено как вещество океанической плиты, так и метасоматизированной мантии (о чем свидетельствуют ксенолиты в адакитах). Пологое погружение горячей плиты приводило к ранней дегидротации, что уменьшало степень насыщенности флюидом области мантийного клина [Светов, 2010]. Геохимическое разнообразие генерируемых магматических серий, выраженное сменой пород от адакитов до известково-щелочных и щелочных серий, наблюдаемых в эволюционном развитии вулканических систем Ведлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса [Светов, Светова, 2011], объясняется латеральной зональностью субдукционной системы и сменой очагов магмообразования по мере погружения слэба. Вместе с тем, наличие андезитов имеющих плюмовую компоненту может свидетельствовать о существенном термальном апвеллинге на начальной стадии конвергенции.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- 1. Бибикова Е.В., Крылов И.Н. Изотопный возраст кислых вулканитов Карелии // Докл. АНССР. 1983. Т. 268, № 5. С. 1231–1235.
- 2. Овчинникова Г.В., Матреничев В.А, Левченков О.А., Сергеев С.А и др. U-Pb и Pb-Pb изотопные исследования кислых вулканитов Хаутаваарской зеленокаменной структуры, Центральная Карелия // Петрология, Т. 2, № 3. 1994. С. 266–281.
- 3. Светов С.А, Светова А.И., Назарова Т.Н. Ведлозерско-Сегозерский зеленокаменный пояс Центральной Карелии – новые геохронологические данные и интерпретация результатов // в "Геология и полезные ископаемые Карелии", Петрозаводск, ИГ КарНЦ, № 13. 2010. С. 5–12.
- Светов С.А. Архитектура архейских конвергентных систем в сравнении с фанерозойскими аналогами (по данным FME-систематики вулканитов) // Литосфера. 2010. № 3. С. 12–20.

- 5. Светов С.А. Древнейшие адакиты Фенноскандинавского щита. Петрозаводск: КарНЦ РАН. 2009. 115 с.
- Светов С.А. Магматические системы зоны перехода океан-континент в архее восточной части Фенноскандинавского щита // Петрозаводск: КарНЦ РАН. 2005. 230 с.
- Светов С.А., Светова А.И. Архейская субдукция : маркерные породные ассоциации и архитектура // материалы конференции "ГЕОЛОГИЯ КАРЕЛИИ ОТ АРХЕЯ ДО НАШИХ ДНЕЙ", Петрозаводск,

2011. C. 22–32.

- Светова А.И. Архейский вулканизм Ведлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса Карелии. Петрозаводск: КНЦ РАН. 1988. 148с.
- Сергеев С.А. Геология и изотопная геохронология гранит-зеленокаменных комплексов архея Центральной и Юго-Восточной Карелии // Автореф. дисс... канд. г.-м.н. 1989. 24с.
- 10. Стратиграфия докембрия Карелии. Опорные разрезы верхнеархейских отложений. Петрозаводск: КНЦ РАН. 1992. 190 с.

## —— IV. 3. ОСТРОВОДУЖНЫЙ ВУЛКАНИЗМ —

# ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ ОНЕЖСКОЙ СТРУКТУРЫ, ЦЕНТРАЛЬНАЯ КАРЕЛИЯ

#### © 2011 г. С. А. Светов, В. С. Куликов

Институт геологии КарНЦ РАН, Петрозаводск, Россия, ssvetov@krc.karelia.ru

В данной работе авторы рассматривают эволюционную модель развития Онежской структуры Центральной Карелии, которая представляет собой один из уникальных сегментов Карельского кратона. На современном эрозионном срезе Онежская структура имею четкие границы, так на западе и востоке она граничит с архейскими зеленокаменными поясами (Ведлозерско-Сегозерским и Маткалахтинским), на юго-западе контактирует с зоной сочленения Карельского массива и Свекофеннской складчатой области, перекрытой вендскопалеозойскими осадками Русской плиты.

В геологическом строении Онежской структуры выделяются четыре структурных этажа: 1 – архейский фундамент, 2 – сумийско-сариолийский рифтовый пояс, 3 – ятулийско-вепсийский протоплатформенный чехол с двумя подэтажами (ятулийскокалевийский и вепсийский), 4 – вендскофанерозойский платформенный чехол. [Онежская палеопротерозойская структура..., 2011].

Рассматривая возможную модель развития Онежской структуры в докембрии авторы основываются на геологических, геофизических, петрологических и геохимических материалах, изложенных в многочисленных работах по региону и прилегающим территориям [Голубев, Светов, 1983; Коросов, 1991; Куликов и др., 1999; Колодяжный, 2006; Онежская палеопротерозойская структура...2011; и мн. др.].

Важно подчеркнуть, что эволюция породных ассоциаций, слагающих ОС, существенно контрастирует в архее и палеопротерозое. Для мезонеоархея предлагаемая эволюционная модель развития ОС связана с конвергентными режимами на западной окраине Водлозерского блока. В палеопротерозое (время непосредственного заложения и развития ОС) геодинамические события приурочены к внутриплитным процессам, происходившим на сформировавшемся в архее континентальном основании.

Рассмотрим основные этапы формирования Онежской структуры.

>3.5 млрд. лет. Существование доархейских процессов на данной территории в работе не рассматривается, однако стоит упомянуть факт находки детритовых цирконов хадейского и раннеархейского возраста (> 3.8 млрд. лет) в пределах породных ассоциаций Водлозерского блока [Кожевников, 2011], что подтверждает существование древнейшей на Фенноскандинавском щите континентальной коры.

3.3-2.6 млрд. лет. В качестве архейского фундамента ОС выступают палео- мезо- и неоархейские комплексы Водлозерского блока (ТТГ серии и амфиболиты с возрастом 3.24-3.0 млрд. лет) [Сергеев и др., 2007] и мезо-неоархейский Ведлозерско-Сегозерский зеленокаменный пояс, обнаженный на западном фланге ОС. Последний сложен породами коматиит-базальтовой, андезитовой серий и ассоциирующими с ними гранитоидами различного возраста и состава, сформированными в результате эволюции долгоживущей конвергентной системы на западном обрамлении Водлозерского блока, начиная с 3.05 млрд. лет и до 2.68 млрд. лет. Субдуцирует горячая океаническая плита в режиме пологого погружения, что маркируется многократным проявлением адакитового, байяитового и высоко-Nb вулканизма андезитового ряда. На уровне 2.76-2.72 млрд. лет завершается развитие субдукционной системы, становлением гранодиоритовых санукитоидных массивов. Дальнейшая эволюция территории проходит в транспрессионно- транстенсионном режиме, вызывая заложение бассейнов седиментации (pull-apart типа). Маркерами вулканической активности на данном этапе являются появление кислого пирокластического материала и широкое развитие интрузивных комплексов субщелочного и известково-щелочного ряда в интервале 2.72-2.65 млрд. лет. Осадочные парагенезы, формирующиеся в бассейнах пулл-апарт, характеризуются низкой зрелостью материала и незначительной степенью выветривания [Светов, 2005]. Архейский этап формирования Карельского кратона фактически завершается присоединением КГЗО к краевой части Пангеи-0 (Суперии).

2.5–2.4 млрд.лет. К началу палеопротерозоя завершилось формирование фундамента ОС, при этом территория испытывала подъем и интенсивную эрозию, на отдельных участках формировались коры химического выветривания [Коросов, 1991]. Причиной сводового поднятия региона явилось зарождение мантийного плюма "Виндибелт" [Куликов и др., 2011]. На раннем этапе развития ОС (2.5–2.4 млрд. лет) происходило становление ассоциации андезибазальтов (сумийский комплекс). Вулканиты сочетают стабильно высокие

концентраций MgO 4.5-10.3%, Cr 33-890 ppm, Ni 70–259 ppm, с повышенным SiO<sub>2</sub> 53–58% и очень низким уровнем содержания ТРЗЭ [Светов и др., 2009]. Возможным объяснением уникальной геохимической природы сумийских расплавов (сочетающих субдукционную составляющую и внутриплатформенный режим) может стать модель, по которой палеопротерозойский рифтогенез был инициирован активизацией плюмового магматизма (плюм Виндибелт) в регионе на рубеже 2.52-2.45 млрд. лет. В ходе подъема мантийного плюма в процессы плавления вовлекались погруженные под континетальной литосферой фрагменты архейских слэбов (не переработанные субдуцированные части мезоархейской океанической коры возрастом 3.0 млрд. лет), что при их плавлении в режиме рифтогенного растяжения позволило получить андезитовые расплавы с геохимической характеристикой, близкой к субдукционным магматическим комплексам неоархейского (2.85 млрд. лет) возраста. На восточной части территории ОС в этот период формировались вулканиты с другими характеристиками повышенными содержаниями SiO<sub>2</sub> (до 53%), MgO (до 18%) и пониженными  $TiO_2$  (< 1%), Nb, Ta, и отрицательным є Nd, показывая существенную контаминацию первичных (предположительно коматиитовых) расплавов плюма континентальной корой [Puhtel et al., 1998]. В результате образовавшиеся в нем магмы относятся к ветренитовому типу (коматиитовые базальты). Данный резервуар ветренитовой магмы, очевидно, формировался в головной части плюма на границе коры и мантии, т.е. пространственно совпадая с переходным слоем кора-мантия в разрезе сейсмического профиля МОВЗ (Сегозеро-Пиндуши-Пудож). В такой интерпретации логично увязываются большие площади распространения близких по возрасту мафит-ультрамафитов палеопротерозоя (2.5–2.4 млрд. лет), формировавшихся на разных уровнях литосферы ЮВ Фенноскандинавского щита, с сопоставимой площадью развития субгоризонтальной части плюма Виндибелт.

2.4–2.3 млрд.лет. В сариолии завершается процесс поднятия Карельского массива, происходят транспрессионно-транстенсионные деформации, вызывающие разрушение территории и приводящие к формированию молассоидных бассейнов пулл-апарт типа. Терригенные образования сменяются предъятулийскими корами химического выветривания. Магматические образования в этот период нехарактерны.

2.3–2.1 млрд.лет. В ятулийский период, который знаменуется заложением в ОС обширных морских континентальных бассейнов, формируется протоплатформенный чехол с трехфазным проявлением базальтового магматизма траппового типа [Голубев, Светов, 1983; Куликов и др., 1999]. Его геохимические характеристики сопоставимы с трапповыми провинциями фанерозоя [Puhtel et al., 1998] и связываются с ятулийским суперплюмовым событием.

2.1–1.9 млрд. лет. В людиковийское время в ОС в результате очередной активизации плюмового процесса происходит формирование двух близких по возрасту комплексов: заонежского и суйсарского. Последний характеризуется широким развитием высокомагнезиальных пород пикритовой серии (пикриты, пикробазальты, базальты). Изучение породных комплексов по разрезу ОПС [Наркисова и др., 2010] показало, что базальты заонежского комплекса близки по геохимии к E-MORB типу, обеднены Sr и незначительно деплетированы Ti, Ta, Nb. Пикробазальты суйсарского комплекса отличаются от заонежского более фракционированными спектрами РЗЭ, близкими к OIB типу, в них отмечаются пониженные концентрации K, Rb, Cs, Ba, Sr, Th и возрастают содержания легких РЗЭ и Nb, что может свидетельствовать о существенном вкладе коровой составляющей (при контаминации) первичных расплавов плюмового генезиса [Наркисова и др., 2010].

1.9-1.6 млрд. лет. В калевии происходит широкомасштабное терригенное осадконакопление в Северо-Онежском синклинории. Достоверных магматических проявлений не обнаружено. Завершение становления ОС происходит в вепсийское время (1800–1650 млн. лет), на ее территории формируются терригенные осадки, представленные петрозаводской и шокшинской свитами. Отличительной чертой этого периода является развитие толеитового магматизма в интрузивной фазе (1.77 млрд. лет). Об этом свидетельствует формирование на площади >2000 кв. км Ропручейского силла в Южно-Онежской мульде. Возможно, с завершающей вспышкой плюмовой активности следует связывать и проявление кимберлитового магматизма в Северо-Онежском синклинории (оз. Кимозеро).

Таким образом, конвергентные субдукционные события в архее и последующий в палеопротерозое неоднократный плюмовый магматизм во внутриконтинентальном режиме сформировали современный облик уникальной Онежской структуры.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- 1. Голубев А.И., Светов А.П. Геохимия базальтов платформенного вулканизма Карелии. Петрозаводск: Карелия, 1983. 192 с.
- Кожевников В.Н. Хадей-архейские детритовые цирконы- ключ к познанию древнейшей геологической истории Фенноскандинавского щита//Геология Карелии от архея до наших дней. КарНЦ РАН, Петрозаводск, 2011. С. 37–49.
- Колодяжный С.Ю. Структурно-кинематическая эволюция юго-восточной части Балтийского щита в палеопротерозое. М.:Геос. 2006. 332с.
- Коросов В.И. Геология доятулийского протерозоя восточной части Балтийского Щита (сумий, сарио-

ВУЛКАНИЗМ И ГЕОДИНАМИКА, Екатеринбург, ИГГ УрО РАН, 2011

лий).Петрозаводск: КарНЦ РАН, 1991. 118с.

- Куликов В.С., Куликова В.В. Бычкова Я.В. Ветреный пояс: тектоно- ипетротип палеопротерозоя юго-восточной Фенноскандии // Геология Карелии от архея до наших дней. КарНЦ РАН, Петрозаводск, 2011. С.
- Куликов В.С., Куликова В.В., Лавров В.С. и др. Суйсарский пикрит-базальтовый комплекс палеопротерозоя Карелии (опорный разрез и петрология). Петрозаводск: КарНЦ РАН, 1999. 96 с.
- Наркисова В.В., Крупеник В.А., Свешникова К.Ю. Петрогенезис базальтоидов людиковия Онежской структуры (по результатам бурения Онежской параметрической скважины) // Тез.докл. Екатеринбург. Т.1., 2010. С. 87–88.
- Онежская палеопротерозойская структура (геология, тектоника, глубинное строение и минерагения) / Отв. ред. Л.В. Глушанин, Н.В. Шаров, В.В. Щипцов. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2011, 431 с.

- Светов С.А. Магматические системы зоны перехода океан-континент в архее восточной части Фенноскандинавского щита. Петрозаводск. КарНЦ РАН, 2005. 230с.
- Светов С.А., Светова А.И., Назарова Т.Н. Принадлежат ли сумийские высоко-MgO андезибазальты к байяитовой серии?// "Геология и полезные ископаемые Карелии", Петрозаводск, ИГ КарНЦ, н. 12. 2009. С. 112–124.
- Сергеев С.А., Бибикова Е.В., Матуков Д.И., Лобач-Жученко С.Б. Возраст пород и метаморфических процессов Водлозерского комплекса Балтийского щита (по результатам анализа цирконов U-Th-Pb изотопными методами на ионном микрозонде SHRIMP-II) // Геохимия. 2007. № 2. С. 229–236.
  Puchtel I.S., Arndt N.T., Hofmann A.W. Petrology
- Puchtel I.S., Arndt N.T., Hofmann A.W. Petrology of mafic lavas within the Onega plateau, central Karelia: evidence for 2.0 Ga plume-related continental crustal growth in the Baltic Shield // Contrib Mineral Petrol, 1998. V. 130. P. 134–153.

### —— IV. 3. ОСТРОВОДУЖНЫЙ ВУЛКАНИЗМ —

# РАННЕФАМЕНСКИЙ ШОШОНИТОВЫЙ ВУЛКАНИЗМ ВОСТОЧНО-МАГНИТОГОРСКОЙ ПАЛЕООСТРОВНОЙ ДУГИ (ЮЖНЫЙ УРАЛ)

### © 2011 г. Т. Н. Сурин

ОАО "Челябинский электрометаллургический комбинат", Челябинск, surin@chemk.ru

Восточно-Магнитогорская островная дуга является восточной ветвью Магнитогорского палеовулканического пояса, представляющего собой сложную систему "двойная островная дуга -междуговой бассейн". Эта дуга была активна на протяжении длительного времени (от эйфеля до позднего визе включительно), т.е. более 50 млн. лет, чем объясняется значительное разнообразие магматических комплексов, сформировавшихся в процессе эволюции указанной структуры. Наиболее отчетливо эта эволюция проявлена в её северной части. Выделяется два достаточно ясно выраженных этапа формирования островной дуги: конструктивный и деструктивный [Сурин, Мосейчук, 1995].

Конструктивный этап характеризуется следующим вертикально-временным рядом девонских вулканогенных комплексов, представленных в восточной и центральной частях структуры (от ранних к поздним): бимодальный базальт-риолитовый (поздний эйфель – ранний живет, александринская толща), непрерывный базальт-андезит-дацитриолитовый (живет – ранний фран, гумбейская и урлядинская толщи), базальт-андезибазальтовый (поздний фран, аблязовская толща) и трахибазальттрахиандезит-трахидацитовый (ранний фамен, верхнеуральская толща). Приведенный ряд совпадает с петрогеохимическим рядом островодужных серий: толеитовая и палингенная известковощелочная – низко- и умеренно-К-я известковощелочная – высоко-Аl-я известково-щелочная – шошонитовая, т.е. он отражает эволюцию островной дуги от "юной" до "развитой" и "зрелой" стадий своего развития. В указанном ряду увеличивается глубина зарождения первичных магм, что выражается в постепенном увеличении в магматитах К, Ті, суммы щелочей, Р, литофилов и РЗЭ. Эти изменения интерпретируются как усиление тангенциального сжатия в процессе развития магматизма и коррелируются с увеличением мощности земной коры и её сиаличности. Магматический фронт при этом постепенно смещается в западном направлении, в тыловую область дуги [Сурин, Мосейчук, 1995].

Деструктивный этап развития островной дуги проявился в западной (тыловой) области структуры (Магнитогорская зона), где реконструирован следующий временной ряд позднедевонских и раннекаменноугольных вулканогенных комплексов: трахибазальт-трахиандезибазальтовый (фамен, новоивановская толща) – трахибазальт-трахиандезиттрахидацитовый (поздний фамен-турне, шумилинская свита) – бимодальный трахибазальтриодацитовый (раннее визе, березовская свита) и трахибазальт-трахиандезибазальтнепрерывный трахидацит-риолитовый (позднее визе, греховская свита). Петрогеохимический сериальный ряд, соответствующий приведенному выше, выглядит так: высокотитанистая шошонитовая ("рифтогенная") - калиево-натриевая субщелочная и палингенная известково-щелочная – калиево-натриевая субщелочная. Этот ряд отражает формирование в фамене-турне-визе узкой грабенообразной структуры растяжения. В составе магматитов это отражается в резком увеличении Ti, Na, Fe и снижении К, Р, крупноионных литофилов (Rb, Sr, Ba, Th) и РЗЭ, что интерпретируется как результат снижения глубины выплавления первичных магм на фоне уменьшения мощности ("утонения") земной коры [Сурин, Мосейчук, 1995]. Возникновение рифтогенного режима в раннем фамене четко фиксируется формированием своеобразных пикритовых туфов (сара-тюбинская толща), аналогичных описанным на Камчатке и Корякском нагорье [Мосейчук, Сурин, 1998].

Таким образом, магматическая эволюция Восточно-Магнитогорской палеоостровной дуги в основных чертах близка к проявленной в островных дугах Тихого океана, практически закончивших своё развитие (Фиджи, Японская, Новогвинейская, Зондская, Филлипинская, Индонезийская) [Богатиков, Цветков, 1988; Фролова и др., 1989].

Как видно из приведённого обзора, шошонитовый вулканизм в раннем фамене проявился в виде двух толщ: верхнеуральской и новоивановской. Их петрогеохимическая характеристика приведена в табл. 1.

Верхнеуральская толща изучена в опущенном тектоническом блоке в северном обрамлении Верхнеуральского массива в юго-западной части Верхнеуральского рудного района. Сложена лавами трахибазальтов, трахиандезитов, трахидацитов, трахириолитов, их туфами с прослоями туфоконгломератов, туфопесчаников, песчаников, конгломератов и известняков. Преимущественным развитием поль-

#### СУРИН

Окислы и	1	2	3	Δ	5	6	7	8	9
элементы	1	2	5			0	/	0	
SiO <sub>2</sub>	51.31	56.24	60.85	63.17	65.64	72.94	50.74	55.10	59.35
TiO <sub>2</sub>	0.96	0.82	0.58	0.76	0.48	0.26	1.50	1.33	1.17
$Al_2O_3$	17.23	17.14	17.29	17.48	17.63	15.45	18.67	17.77	17.16
$Fe_2O_3$	6.62	4.27	2.77	2.02	2.42	1.16	4.85	4.41	3.88
FeO	5.74	4.65	2.95	1.53	1.57	0.43	5.15	4.24	3.50
MnO	0.06	0.08	0.08	0.03	0.04	0.05	0.23	0.14	0.14
MgO	4.59	3.54	2.99	1.11	0.96	0.55	5.47	4.11	2.68
CaO	6.22	5.41	4.09	1.01	1.14	0.44	7.50	6.21	5.10
Na <sub>2</sub> O	4.74	4.87	5.36	5.37	5.05	4.93	3.74	3.93	4.56
K <sub>2</sub> O	2.22	2.65	2.81	7.40	4.62	3.74	1.95	2.47	2.22
$P_2O_5$	0.30	0.34	0.23	0.12	0.15	0.06	0.37	0.41	0.38
Ν	16	13	29	3	28	2	80	117	37
Cs	9.2	11.5	12.5	14.5	13.5	12.8	_	_	_
Ba	820	880	910	1100	980	1050	220	260	480
Rb	75	58	95	155	115	110	73	68	52
Sr	750	830	905	780	820	950	482	528	490
Zr	65	86	110	150	145	152	177	257	220
Cr	34	28	35	24	18	11	84	71	35
V	110	165	172	110	95	78	95	110	120
Ni	18	12	24	17	12	5	72	45	22
Со	15	18	22	10	8	5	27	22	14
Y	25	27	24	38	44	50	30	22	16
Cu	42	51	30	77	90	_	12	34	45
Zn	65	74	82	110	100	_	81	67	65
Pb	8.5	5	6	7	<5	_	29	36	18
Ag	< 0.1	0.1	< 0.1	< 0.1	0.1	_	< 0.1	< 0.1	< 0.1
Sn	<2	3	2	2	<2	_	<2	<2	<2
Nf	3.8	-	6.8	9.4	6.7	_	20	16	10
Та	_	_	_	_	_	_	5.8	3.8	1.5
Nb	3.7	4.5	4.0	4.5	7.2	_	3.2	3.1	5.5
Ga	12	8	13	11	9.8	_	8	10	12
Sc	28	21	18	10	6	_	29	27	19
Th	7	8	6	10	9	_	6.8	6.2	7.1
U	4	3	4	3	3	_	—	_	—
n	10	7	12	2	11	1	34	23	8

Таблица 1. Петрогеохимическая характеристика вулканитов верхнеуральской и новоивановской толщ Восточно-Магнитогорской палеоостровной дуги

Примечаение. 1–6 – вулканиты верхнеуральской толщи: 1 – трахибазальты, 2 – трахиандезибазальты, 3 – трахиандезиты, 4 – трахиты, 5 – трахидациты, 6 – трахириодациты; 7–9 – новоивановская толща: 7 – субщелочные базальты и трахибазальты, 8 – трахиандезибазальты, 9 – трахиандезиты; Окислы – вес. %%, элементы г/т; N и n – количество анализов соответственно.

зуются трахиандезиты и трахидациты. Коэффициент эксплозивности составляет около 80%. Среди трахибазальтов более распространены афировые и мелкопорфировые разновидности. Пироксен в порфировых выделениях либо отсутствует, либо образует мелкие (1-3 мм) кристаллы, представлен авгитом. Основная масса трахибазальтов гиалопилитовая с большим количеством мелких миндалин. Трахибазальты в верхней части разреза сменяются трахиандезитами, трахитами, трахидацитами и, значительно реже встречающимися, трахириолитами. В них хорошо различимы вкрапленники обычно зонального плагиоклаза и хлоритизированной, иногда опацитизированной роговой обманки, а в трахидацитах и трахириолитах наблюдаются единичные вкрапленники кварца. Основная масса трахиандезитов невадитовой, пилотакситовой, трахидацитов и трахитов – трахитоидной, микролитовой, трахириолитов – фельзитовой структуры. В кислых разновидностях пород иногда удается обнаружить мелкие изометричные выделения калиевого полевого шпата. В более основных породах калий входит в состав плагиоклаза и стекла [Бочкарев, Сурин, 1993]. По классификации Д. Маккензи и Б. Чэппела весь ряд пород характеризуемой толщи от основных к кислым соответствует ряду шошонит-латиттосканит. Тип щелочности пород верхнеуральской толщи почти всегда калиево-натриевый, лишь трахиты отличаются преобладанием калия над натрием, причем общая щелочность пород возрастает в характеризуемом ряду именно за счет калия. В целом вся серия пород характеризуются пониженной титанистостью, что вкупе с другими петрохимическими особенностями пород свидетельствует об

ВУЛКАНИЗМ И ГЕОДИНАМИКА, Екатеринбург, ИГГ УрО РАН, 2011

их принадлежности к типу "нормальных" островодужных шошонитовых серий, в отличие от "рифтогенных" шошонитов, отличающихся повышенным содержанием двуокиси титана. Этот тип шошонитов имеет субдукционную природу, он "маркирует" нормальную зональность зоны перехода океанконтинент и связан с режимом общего сжатия в процессе развития субдукционной системы [Кепежинскас и др., 1988]. Вулканиты верхнеуральской толщи характеризуются весьма значительной (по отношению к базальтам типа N-MORB) обогащенностью крупноионными литофилами и переменными, но в целом умеренными содержаниями элементов с высокозарядными ионами при резко пониженных концентациях сидерофилов и четко выраженном ниобиевом минимуме, что является общим геохимическим признаком всех магматических образований надсубдукционных геодинамических обстановок [Богатиков, Цветков, 1988; Фролова и др., 1989 и мн. др.]. По мере роста содержаний кремнезема в породах концентрации крупноионных литофилов еще более увеличиваются, а сидерофилов, наоборот, уменьшаются. Основные геохимические особенности вулканитов верхнеуральской толщи наиболее соответствуют производным шошонитовых серий островных дуг. Например, в характеризуемых породах, по сравнению с шошонитами окраинно-континетальных и внутриконтинентальных геодинамических обстановок резко понижены содержания бария, циркония и ниобия, в то время как концентрации указанных элементов близки к средним содержаниям таковых в островодужных шошонитах и латитах [Антипин, 1989]. Следовательно, вулканиты верхнеуральской толщи относятся к "низкотитанистой" островодужной шошонитовой серии. Как показано выше, подобные образования являются надсубдукционными, причем локализованы они всегда в тыловых зонах островных дуг. Поскольку в данном случае они приурочены к западной части Восточно-Магнитогорской палеодуги, логично предположить, что именно западная её часть является тыловой, а восточная – фронтальной.

Новоивановская толща развита на небольших участках в разных тектонических блоках. Она сложена трахибазальтами, шошонитами и трахиандезибазальтами, реже базальтами и андезибазальтами порфировыми плагиоклазовыми, реже пироксенплагиоклазовыми, их лавокластитами, туфами, ксенотуфами, туффитами, изредка с прослоями туфоконгломератов, туфопесчаников и известняков. Для толщи в целом характерно широкое развитие эффузивных и пирокластических фаций. Последние составляют менее 10% от общей мощности толщи. Базальтоиды и андезитоиды имеют резко подчиненное развитие в составе толще (соответственно 34 и 16%%), а наибольшим распространением пользуются промежуточные разновидности пород, по кислотности соответствующие андезибазальтам (50%). Наиболее характерными породами новоивановской толщи являются порфировые трахиандезибазальты, реже трахибазальты, с крупными (до 1-1.5 см) широкотаблитчатыми вкрапленниками плагиоклаза, составляющими иногда до 20-30% породы. Пироксен в порфировых выделениях или отсутствует, или образует мелкие (1-3 мм) вкрапленники, представленные авгитом. Иногда в пироксенплагиоклазовых базальтах наблюдаются и достаточно крупные (до 5-6 мм) вкрапленники пироксена, но визуально и в этих породах, в первую очередь, бросаются в глаза вкрапленники плагиоклаза. Структура весьма часто серийно-порфировая. Основная масса гиалопилитовая, интерсертальная или пилотакситовая. Трахиандезиты также обычно пироксен-плагиоклазовые, отличаются от трахиандезибазальтов меньшими концентрациями клинопироксена, отсутствием оливина и большим модальным содержанием плагиоклаза во вкрапленниках (до 40% от объема породы). Вулканогенноосадочные и осадочные породы очень редки. По соотношению суммарной щелочности и кремнекислотности средние составы пород новоивановской толщи соответствует субщелочным образованиям. Заметим, что суммарная щелочность пород новоивановской толщи в целом заметно ниже аналогичных по кремнекислотности вулканитов описанной выше верхнеуральской толщи. Общая щелочность пород толщи также возрастает с ростом их кислотности. По классификации Д. Маккензи и Б. Чэппела весь ряд пород характеризуемой толщи от основных к средним соответствует ряду высококалиевый базальт – шошонит – латит. Тип щелочности пород толщи всегда калиево-натриевый с заметным преобладанием натрия над калием, причем с ростом содержаний кремнезема калий-натриевое отношение в них почти не изменяется. Важнейшей характеристикой базальтоидов новоивановской толщи является их высокая глиноземистость. Ввся серия пород толщи характеризуются явно повышенной титанистостью, что наряду с другими петрохимическими особенностями пород свидетельствует об их принадлежности к типу «рифтогенных» островодужных шошонитовых серий, в отличие от «нормальных» шошонитов, отличающихся пониженным содержанием двуокиси титана. Этот («рифтогенный») тип шошонитов является индикатором локального (обычно мелкомасштабного) растяжения в пределах островной дуги, связанного с деятельностью теплового внутриплитного диапира [Кепежинскас и др., 1988]. Для микроэлементного состава пород характерна значительная (по отношению к базальтам типа N-MORB) обогащенность крупноионными литофилами и повышенными содержаниями элементов с высокозарядными ионами при пониженных концентациях сидерофилов и четко выраженных ниобиевых минимумах, что, как

уже говорилось выше, является общим геохимическим признаком всех магматических образований надсубдукционных геодинамических обстановок. В целом распределение микроэлементоа аналогично таковому для основных и средних пород верхнеуральской толщи, с той лишь разницей, что обогашенность крупноионными литофилами и, соответственно, обедненность сидерофилами, проявлены заметно слабее. По мере роста содержаний кремнезема в породах концентрации крупноионных литофилов также несколько увеличиваются, а сидерофилов, наоборот, уменьшаются. Важно отметить, что титановый минимум в породах почти не проявлен. В целом же основные геохимические особенности вулканитов новоивановской толщи (также, как и верхнеуральской, см. выше) наиболее соответствуют производным шошонитовых серий островных дуг [Богатиков, Цветков, 1988; Фролова и др., 1989 и мн. др.]. В них также, по сравнению с шошонитами окраинно-континентальных и внутриконтинентальных геодинамических обстановок резко понижены содержания бария, циркония и ниобия, в то время как концентрации указанных элементов близки к средним содержаниям таковых в островодужных шошонитах и латитах [Антипин, 1989]. Таким образом, вулканиты новоивановской толщи относятся к "высокотитанистой" ("рифтогенной") островодужной шошонитовой серии. Подобные образования являются также надсубдукционными, но формировались они в геодинамической обстановке локального рифтогенеза и своим образованием обязаны воздействию мантийного диапира, поднимающегося в мантийный надсубдукционный клин в тыловой части островной дуги. По составу и особенностям вулканитов новоивановская толща вместе с перекрывающей ее шумилинской свитой отнесена к позднедевонско-раннекаменноугольной трахибазальт-трахиандезит-трахидацитовой формации подводных междепрессионных поднятий зон тыловодужного рифтогенеза вулканических островных дуг [Мосейчук и др., 1995].

Таким образом, даже такие специфические образования, как вулканиты шошонитовой серии, являются чуткими индикаторами локальных изменений геодинамического режима, поэтому их углублённое изучение позволяет глубже понять геодинамическую эволюцию крупных сегментов земной коры.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Антипин В.С. Геохимическая эволюция шошонитлатитового магматизма различных геодинамических обстановок // Кристаллическая кора в пространстве и времени: магматизм. М.: Наука, 1989. С. 220–226.
- 2. Богатиков О.А., Цветков А.А. Магматическая эволюция островных дуг. М.: Наука, 1988. 248 с.
- 3. Бочкарев В.В., Сурин Т.Н. Вулканогенные формации и геодинамическое развитие Учалино-Александринской и Режевской зон Урала. Екатеринбург: Наука, 1993. 80 с.
- Кепежинскас П.К., Кравченко-Бережной И.Р., Гулько Н.И. Кайнозойский шошонитовый магматизм Северной Камчатки и проблема тектонической интерпретации островодужных шошонитовых серий // Мафитовые формации зон активизации на разных этапах эволюции литосферы. Новосибирск: Наука, 1988. С. 98–114.
- 5. Мосейчук В.М., Сурин Т.Н., Яркова А.В., Кашина Л.В. Магнитогорское рудное поле. Путеводитель геологической экскурсии по основным месторождениям Магнитогорского рудного поля. Уфа: УНЦ РАН, 1995. 24 с.
- 6. Мосейчук В.М., Сурин Т.Н. Фамен-турнейская базальт-пикритовая (сара-тюбинская) толща Восточно-Магнитогорской зоны Южного Урала: геология, геохимия, минералогия и петрогенезис. Уфа: УНЦ РАН, 1998. 112 с.
- 7. Сурин Т.Н., Мосейчук В.М. Геодинамика развития Магнитогорского палеовулканического пояса // Вестник СПбГУ. Сер. 7. 1995. Вып. 4 (№ 28). С. 11–18.
- 8. Фролова Т.И., Перчук Л.Л., Бурикова И.А. Магматизм и преобразование земной коры активных окраин. М.: Недра, 1989. 261 с.

## === IV. 3. ОСТРОВОДУЖНЫЙ ВУЛКАНИЗМ =

## ВКЛЮЧЕНИЯ "ОЛИВИНОВЫХ БАЗАЛЬТОВ" В ЭФФУЗИВАХ ОСТРОВА ПАРАМУШИР

#### © 2011 г. А. Я. Шевко, М. П. Гора, С. В. Ковязин, Т. Ю. Тимина, А. А. Томиленко

Институт геологии и минералогии СО РАН, Новосибирск, sp@igm.nsc.ru

Важную информацию о глубинном строении областей активного вулканизма дает изучение включений, выносимых на поверхность вулканитами. По структурно-текстурным особенностям и минеральным парагенезисам среди включений можно выделить породы, генетически связанные с вмещающими их эффузивами, и породы, захваченные магмой по пути ее следования к дневной поверхности. К последним относятся ксенолиты, описанные в лавах острова Парамушир. Среди них помимо гнейсов, сланцев, роговиков, кварцитов, выделяется большая группа пород основного состава. Эти породы сложены преимущественно плагиоклазом и пироксеном с переменным количеством оливина и имеют гранобластовую (оливин-пироксенплагиоклазовые породы, плагиоклазсодержащие пироксеновые породы) или офитовую и габбровую (диабазы, двупироксеновое габбро, оливинпироксеновое габбро) структуру [Федорченко, Родионова, 1975]. Кроме того, в лавах западных склонов вулкана Эбеко отмечаются включения базальтов [Фролова и др., 1985].

Включения оливиновых базальтов, обнаруженные нами в андезитах северной части острова Парамушир, отличаются от перечисленных выше пород по своим структурно-текстурным и минералого-петрохимическим характеристикам. Эти включения имеют размеры от 1-2 до 5-7 см и выделяются на фоне вмещающих их андезитов более светлой окраской. Породы включений имеют порфировую структуру. Фенокристаллы представлены оливином, пироксеном и плагиоклазом. Оливин образует изометричные и призматические кристаллы размером до 3 мм и его количество варьирует от 5 до 15%. Пироксены (5–15%) представлены моноклинными и ромбическими разностями, которые образуют самостоятельные короткопризматические порфирокристаллы размером до 3 мм. Ортопироксена, как правило, меньше, чем клинопироксена. Иногда ортопироксен обрастает каймой клинопироксена. Порфировые выделения плагиоклаза (5-10%), встречаются в виде таблитчатых зональных кристаллов и их срастаний друг с другом и с кристаллами пироксена. Размер порфировых выделений плагиоклаза достигает 5 мм. Основная масса оливиновых базальтов имеет интерсертальную или толеитовую структуру. Минералы группы шпинели представлены титаномагнетитом и хромшпинелидом. Титаномагнетит образует мелкие зерна в частично раскристаллизованной основной массе и микропорфировые выделения размером от первых долей миллиметра до 0.7 мм. Хромшпинелид встречается в виде включений в магнезиальном оливине. Контакты с вмещающими породами четкие, без следов взаимодействия.

Андезиты, вмещающие включения оливиновых базальтов – породы порфировой структуры с гиалопилитовой основной массой. Среди порфировых выделений отмечаются единичные кристаллы оливина размером до 1–1.5 мм, короткопризматические кристаллы клино- и ортопироксена размером до 2–3 мм (5–7%), с преобладанием первого, зональные таблицы плагиоклаза размером до 3–5 мм, количество которого составляет 10–15%. Титаномагнетит (1–2%) образует изометричные кристаллы, часто в срастании с пироксеном, размером до 0.7 мм.

Хотя по минералогическому составу включения оливиновых базальтов, ксенолиты пород основного состава и основные эффузивы острова Парамушир близки – и те и другие сложены преимущественно плагиоклазом и пироксеном с переменным количеством оливина, по своему петрохимическому составу они имеют ряд отличительных признаков. Это наглядно проиллюстрировано на диаграммах  $SiO_2 - Al_2O_3$  и MgO – K<sub>2</sub>O (рис. 1). Включения оливиновых базальтов содержат больше кремнезема (SiO<sub>2</sub> 49.5-52.0 мас. %), чем оливин-пироксен-плагиоклазовые и плагиоклазсодержащие пироксеновые ксенолиты, и меньше глинозема (Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 15.7-16.5 мас. %), чем ксенолиты базальтов и габброидов (см. рис. 1а). При этом в них больше калия (К<sub>2</sub>O 1.1–1.4 мас. %), чем во всех перечисленных группах ксенолитов (рис. 1б). От эффузивов, формирующих потоки, оливиновые базальты включений отличаются пониженным содержанием  $TiO_2$  (0.6–0.8 мас. %) и MnO (0.17-0.18 мас. %) и повышенным MgO (7.7-10.2 мас. %). Кроме того, во включениях оливиновых базальтов содержания хрома и никеля в несколько раз превышают концентрации этих элементов в эффузивах и достигают, соответственно, 610 и 115 г/т (табл. 1).

Нами проведено микрозондовое изучение породообразующих минералов из включений оливи-



Рис. 1. Состав эффузивных пород острова Парамушир и включений основного состава в них. 1 – эффузивы острова Парамушир; 2 – ксенолиты оливин-пироксен-плагиоклазовых пород; 3 – ксенолиты плагиоклазсодержащих пироксеновых пород; 4 – ксенолиты габброидов; 5 – ксенолиты базальтов; 6 – включения оливиновых базальтов. 1 – по данным [Фролова и др., 1985; Овсяников и Муравьев, 1992] и данные авторов; 2–4 – по данным [Федорченко, Родионова, 1975; 5 – Фролова и др., 1985] и данные авторов; 6 – данные авторов.

новых базальтов. Состав оливина в них варьирует от хризолита до форстерита – Fo<sub>77-91</sub>. Проявлена отчетливая корреляция между содержанием в минерале MgO и NiO, количество последнего достигает 0.29 мас. %. Кроме того, в основной массе обнаружены мелкие зерна железистого оливина (Fo<sub>68-62</sub>), окруженного каймой клино- или ортопироксена. В фенокристаллах магнезиального оливина проанализированы включения хромшпинелидов (мас. %): TiO<sub>2</sub> – 0.2–5.4; Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> – 6.9–22.1; Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> - 23.9-55.7; V<sub>2</sub>O<sub>5</sub> - 0.1-0.9; FeO - 19.4-54.4; MnO – 0.2–0.6; MgO – 3.9–12.3; NiO – 0.03–0.13. Состав порфировых выделений ортопироксена варьирует в пределах – Wo<sub>2-3</sub>En<sub>62-71</sub>Fs<sub>26-35</sub>. Короткопризматические кристаллы клинопироксена зональны и состав их меняется от центра к краю от Wo<sub>47-48</sub>En<sub>43</sub>Fs<sub>9-10</sub> до Wo<sub>40-41</sub>En<sub>41-44</sub>Fs<sub>16-18</sub>. Состав краевых частей фенокристов соответствует составу мелких зерен в основной массе и кайм вокруг кристаллов ортопироксена. Среди порфировых выделений плагиоклаза можно выделить две генерации – первая представлена высокоосновным плагиоклазом (An<sub>87-91</sub>), вторая, более поздняя генерация соответствует лабрадору, такой же состав имеют лейсты основной массы. В интерстициях отмечены зерна калинатрового полевого шпата - $Ab_{55-56}Or_{33-36}An_{10-12}$ .

Проведенные исследования на сканирующем микроскопе и микрозонде показали, что отдельные крупные кристаллы оливина, встречающиеся во вмещающих андезитах, имеют также магнезиальный состав  $Fo_{84-73}$ , при этом обнаружены мелкие (0.01–0.03 мм) зерна более железистого оливина ( $Fo_{60-68}$ ) с каймой пироксена. Порфировые выделения пироксенов и плагиоклазов во вмещающих андезитах имеют состав, идентичный составу минералов из включений оливиновых базальтов.

Порфировые выделения плагиоклаза и пироксена как в оливиновых базальтах, так и во вмещающих их андезитах содержат многочисленные нормальные и комбинированные расплавные и минеральные включения, в то время, как в фенокристаллах высокомагнезиального оливина они практически отсутствуют. Расплавные включения, как правило, располагаются согласно зонам роста минерала хозяина, их размеры изменяются от первых микрон до десятков микрон. Среди минеральных включений встречены клино- и ортопироксен, плагиоклаз, магнетит, шпинель, апатит, сульфиды. Комбинированные включения представляют собой сочетания перечисленных минералов со стеклом и газовыми пузырьками в различных объемных соотношениях. Кроме того, часто в интерстициях сохраняется нераскристаллизованное стекло. И стекла расплавных включений и интерстиционные стекла имеют кислый состав, в них определено (мас. %): SiO<sub>2</sub> - 68-78; TiO<sub>2</sub> -0.1-0.8; Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> - 11-17; FeO - 0.6-2.6; MgO - 0.0-0.5; CaO - 0.3-2.4; Na<sub>2</sub>O - 0.8-5.0; K<sub>2</sub>O - 2.6-8.1; Cl - 0.1-1.1. В целом для всех стекол характерно снижение содержания Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> с одновременным возрастанием кремнекислотности. При этом стекла из включений в различных минералах имеют свои особенности.

Состав стекол из нормальных расплавных включений в порфировых выделениях плагиоклаза и в интерстициях тех и других пород различен. Интерстиционное стекло андезитов имеет более кислый состав (SiO<sub>2</sub> – 73–77 мас. %) и меньшие содержания натрия (Na<sub>2</sub>O – 1.8–2.5 мас. %), чем стекло основной массы оливиновых базальтов (69–73 и 2.8–4.0 мас. % соответственно). Такие же соотношения этих компонентов наблюдаются в стеклах непрогретых расплавных включений, проанализированных в плагиоклазах (SiO<sub>2</sub> 73–77; 68–74 и Na<sub>2</sub>O 1–3; 2–5 мас. %,

Компонент	ПР-24	ПР-26	ПР-27кс	ПР-30	ПР-31	ПР-49	ПР-49кс	ПР-58
	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO <sub>2</sub>	49.7	60.5	49.4	58.8	52.0	60.0	51.8	49.9
TiO <sub>2</sub>	0.925	0.608	0.605	0.614	0.756	0.554	0.699	0.93
$Al_2O_3$	19.4	16.6	16.1	16.7	16.5	16.4	15.7	18.7
$Fe_2O_3$	10.35	6.98	10.37	7.54	9.59	7.42	9.8	10.45
MnO	0.20	0.16	0.17	0.16	0.18	0.16	0.17	0.20
MgO	4.35	2.60	10.25	3.73	7.70	3.08	8.39	4.96
CaO	10.28	5.69	9.04	7.04	9.86	5.78	9.18	10.91
Na <sub>2</sub> O	2.86	3.69	1.87	3.11	2.31	3.13	2.33	2.54
K <sub>2</sub> O	1.43	2.84	1.06	2.21	1.19	2.48	1.35	1.04
$P_2O_5$	0.233	0.197	0.121	0.188	0.169	0.169	0.141	0.18
П.п.п.	0.54	0.16	0.67	0.17	0.00	1.08	0.65	0.47
Сумма	100.3	100.1	99.7	100.3	100.3	100.3	100.2	100.3
BaO	0.034	0.049	0.023	0.047	0.039	0.054	0.040	0.028
V	235	123	122	132	162	121	171	272
Cr	_	19.7	610	44.6	246	103	391	72
Ni	23.8	25.4	106	36.3	78	35.6	115	30.1
Cu	72	63	68	66	54.7	69	67	48.1
Zn	65	74	56	62	60	72	63	75
Ga	12.2	15.9	9.64	14.5	11.9	15.5	12	15.9
Ge	3.46	2.38	1.53	2.04	2.44	1.72	1.98	3.33
Br	_	3.18	_	1.45	-	2.12	1.31	_
Rb	22.9	62	19.5	45.9	21.9	55	28.4	18.2
Sr	476	367	327	396	386	372	336	449
Y	19	25.4	14.1	19.6	15.9	20.7	15.6	17.7
Zr	58	140	117	109	69	121	74	68
Nb	1.05	3.21	1.08	2.53	2.23	2.32	1.41	1.08
Mo	0.47	1.69	0.67	1.08	0.49	1.65	0.9	0.6
Pd	0.083	_	_	0.114	0.081	0.063	0.087	0.093
Ag	0.44	0.28	0.24	0.53	0.85	0.36	0.4	0.42
Cd	0.36	_	0.27	0.26	0.42	0.33	0.3	0.38
Sn	1.02	1.54	2.75	0.95	0.85	1.96	1.31	1.54
Sb	_	0.42	_	0.2	_	0.56	_	_
Ι	_	0.23	0.22	_	_	_	-	_
Cs	0.88	2.82	1.44	2.33	0.59	2.46	1.13	0.37
As	_	1.7		_	_	—	-	_
Pb	2.2	11.2	2.7	8.4	4.9	12.2	5.4	3.5
Th	3.1	6.3	3.3	4.9	3.8	4.9	4.2	3
U	_	2.6		2.1	1.2	2.4	1.8	—

Таблица 1. Состав вулканогенных пород северной части острова Парамушир

Оксиды (мас. %) определены методом РФА, элементы (г/т) – РФА-СИ (Аналитический Центр ИГМ СО РАН).

1–3 – плато Аэродромное: 1 – базальт; 2 – андезит; 3 – включение оливинового базальта в 2; 4, 5 – река Кузьминка: 4 – андезит; 5 – включение оливинового базальта в 4; 6, 7 – восточный склон вулкана Эбеко: 6 – андезит; 7 – включение оливинового базальта в 6; 8 – река Юрьева, базальт.

соответственно в андезитах и включениях оливиновых базальтов). Состав стекол из непрогретых расплавных и комбинированных включений в фенокристаллах клино- и ортопироксена, как в оливиновых базальтах, так и во вмещающих их андезитах, оказались близки. Все перечисленные особенности состава породообразующих силикатов и стекол наглядно продемонстрированы на диаграммах (рис. 2). Для сравнения здесь же приведены составы эффузивных пород и включений оливиновых базальтов.

Петрографические и минералогические особенности включений оливиновых базальтов и вмещающих их андезитов, а именно: близкий состав минералов-вкрапленников и захваченных ими стекол свидетельствуют о генетической общности этих пород. Наличие в оливиновых базальтах большого количества порфировых выделений магнезиального оливина (Fo<sub>85-91</sub>) без расплавных включений, но с вростками хромшпинели, связано с тем, что эти фенокристаллы не являются продуктами кристаллизации андезитового расплава. Эти протовыделения оливина участвовали в магматическом процессе и выносились на поверхность, формируя включения пород обогащенных оливином. С этой точки зрения, высокомагнезиальные оливины являются ксенокристаллами. ШЕВКО и др.



Рис. 2. Содержание петрогенных оксидов (мас.%) в вулканогенных породах, фенокристаллах и стеклах северной части острова Парамушир.

1 – включения оливиновых базальтов в андезитах; 2 – эффузивные породы; 3–6 – фенокристаллы из включений оливиновых базальтов: 3 – оливин, 4 – плагиоклаз, 5 – клинопироксен, 6 – ортопироксен; 7–9 – фенокристаллы из андезитов: 7 – плагиоклаз, 8 – клинопироксен, 9 – ортопироксен; 10–11 – стекла из непрогретых расплавных включений в фенокристаллах из оливиновых базальтов (10) и андезитов (11); 12–13 – интерстиционные стекла оливиновых базальтов (12) и андезитов (13).

Работа выполнена при финансовой поддержке грантов РФФИ 11–05–00681 и 09–05–01084.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Овсяников А.А., Муравьев Я.Д. Извержение вулкана Чикурачки в 1986 г. // Вулканология и сейсмология. 1992. № 5-6. С. 3-20

- 2. Федорченко В.И., Родионова Р.И. Ксенолиты в лавах Курильских островов (вещественный состав, происхождение, геологическое значение). Новосибирск: Наука. 1975. 140 с.
- 3. **Фролова Т.И., Бурикова И.А., Гущин А.В. и др.** Происхождение вулканических серий островных дуг. М.: Недра. 1985. 275 с.

## ==== IV. 3. ОСТРОВОДУЖНЫЙ ВУЛКАНИЗМ =

## ПОРОДНЫЕ И МИНЕРАЛЬНЫЕ АССОЦИАЦИИ ЭНСИМАТИЧЕСКОЙ ОСТРОВНОЙ ПАЛЕОДУГИ

### © 2011 г. Р. М. Юркова, Б. И. Воронин

Институт проблем нефти и газа РАН, Москва, Россия, bivrmyrzb@mtu-net.ru

В сообщении рассмотрены вулканические и вулканогенно-осалочные комплексы островолужного поднятия и внешнего склона развитой энсиматической дуги, характерной для северо-западной активной континентальной окраины Тихого океана. Полигоном для исследований послужил хребет Северный Кумроч. Тектоническое положение и строение этой структуры показано в статье Н.В. Цуканова и В.П. Зинкевича [1987]. Нами выделены следующие структурно-формационные комплексы: I – субаэральный и мелководный, с преимущественно вулканическими породами (алтынская толща, верхний кампан); II - вулканогенно-осадочный, сформированный в условиях расчленённого рельефа (уколкинская толща, верхний кампан-маастрихт.) Предствлен разнообразными туфами и туффитами с горизонтами пироксен-плагиофировых базальтов и с турбидитно-оползневыми и турбидитногемипелагическими отложениями; III - относительно глубоководный с турбидитно-гемипелагическми песчано-глинистыми и кремнистыми отложениями, с пластами пепловых кристалло-витрокластических туфов и подушечных лав базальтовых порфиритов мощностью 2.5 до 40 м. (ветловский комплекс, маастрихт-палеоцен).

В разрезе алтынской толщи островодужного поднятия сочетаются горизонты псаммито-псефитовых туфов и вулканических брекчий с потоками массивных, подушечных и агломератовых базальтов и андезитобазальтов. Постоянно присутствуют горизонты ритмичного переслаивания туфопесчаников, вулканотерригенных песчаников и алевролитов, окремненных туфоалевролитов мощностью от 8–10 до 10–50 м. Характерны экструзивные и субинтрузивные тела высокоглиноземистых диоритпорфиритов, переходных по составу к монцодиоритам. Представлены следующие типы базальтов.

1. Афировые и спорадофировые базальты со спилитовой или ориентированной микролитовой структурами основной массы. Породы испытали изменения по типу спилитизации и наложенной пропилитизации, что выражается в деанортитизации плагиоклазов, замещении их аномально двупреломляющим хлоритом и кальцитом. Интерстиции сложены тонкозернистым магнетит-хлоритовым веществом с лейкоксеном и кальцитом. В некоторых образцах присутствует кварц в виде пойкилобластов и мелкозернистых сегрегаций.

2. Миндалекаменные пироксен-плагиоклазовые сериально- (крупно-, средне-, мелко-) порфировые базальты. Для них характерны гиалопилитовые, с участками кристаллитовой и вариалитодендритовой, реже интерсентальные структуры основной массы. В эту группу включены как буроцветные разности с обильными мельчайшими (10-30 мкм) кристаллами магнетита, часть которых замещена гидроокислами железа, так и темносерые зеленоватых оттенков породы с относительно крупными (до 1 мм) зернами ферришпинелидов, в разной мере замещенных хлоритом. Заполнение везикул и миндалин - одноминеральное и полиминеральное зональное. Минералы представлены цеолитами (анальцим, натролит), селадони-том, смектитом, кальцитом. Повышенное содержание щелочей в химическом составе базальтов обусловлено присутствием в них баркевикита, биотита, анальцима, т.е. магматических или раннепостмагматических (дейтерических) минералов, что может свидетельствовать о тенденции перехода к субщелочному составу магмы. В верховьях р. Алтын выявлены меланократовые типы базальтов с псевдоморфозами хлорита и амфибола по ортопироксенам.

3. Мегаплагиофировые базальты и андезитобазальты. Структура гломеропорфировая. Размеры вкрапленников плагиоклазов (An<sub>81-82</sub>) до 1.5 см и более. Структуры основной массы варьируют от гиалиновой до гиалопилитовой. Структуры основной массы изменяются от гиалиновой до гиалопилитовой. Наиболее часты кристаллитовая и вариолитово-дендритовые структуры, сформированные в результате быстрой и неполной раскристаллизации расплава. В этом случае микролиты плагиоклаза и клинопироксенов, а также пластинки биотита не имеют ровных кристаллографических торцовых ограничений. Им присущи зубчатые окончания. Основная масса из-за разложения и окисления рудных дендритов, часто окрашена в бурые цвета. Везикулы и миндалины нехарактерны для этого типа базальтов. Редкие везикулы выполнены триоктаэдрическим смектитом с  $d_{060} = 1.540$ или селадонитом и апофиллитом. Источником повышенных содержаний щелочей в мегаплагиофировых базальтах и андезитобазальтах служит мезостазис. По петрографическим и химическим характеристикам они могут быть сопоставлены с высокоглиноземистыми плагиотолеитами, которые ха-



Рис. 1. Строение рудоносной пачки пород. 1 – тонкое (1–3 см) переслаивание пестроцветных пород (кремнистых аргиллитов, кремней и песчаников); 2 – темно-серые кремни; 3 – Fe-Mn рудоносный слой; 4 – буроцветная кремнисто-карбонатная порода; 5 – Fe-Mn корки в кремнях.

рактеризуют вулканизм энсиматических островных дуг [Магматические..., 1985; Хубуная, 1987]. Образование этих базальтов связывается с вулканизмом ранних этапов развития энсиматических островных дуг. С.А.Хубуная обращает внимание на аналоги высокоглиноземистых плагиотолеитов во внешних грядах и вулканическом фундаменте некоторых Тихоокеанских дуг. Мегаплагиофировые базальты (19.6–20.7 мас. % Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>) и андезитобазальты связаны переходными разностями с другими рассмотренными базальтами.

Состав плагиоклазов (вкрапленников и микролитов) в мегаплагиофировых и миндалекаменных пироксен-плагиофнровых базальтах варьирует в пределах лабрадор-битовнит (An<sub>68</sub> – An<sub>86</sub>). Микролиты представлены преимущественно лабрадором (An<sub>66</sub>). Для вкрапленников этих базальтов и андезитобазальтов характерны обильные флюидные и стекловатые включения.

Клинопироксены рассмотренных групп базитов представлены авгитом ( $Wo_{36-40}En_{46-49}Fs_{14-15}$ ) и авгитсалитами ( $Wo_{45}En_{43-44}Fs_{11-12}$ ). Оливины в неизмененном состоянии не выявлены. Установлено образование сапонита в псевдоморфозах по оливину, амфибола и хлорита – по ортопироксенам, железистого хлорита – по рудным минералам.

4. Интенсивно измененные преимущественно миндалекаменные базальты. Для них характерно развитие цеолитов (анальцим, натролит) и смектита по плагиоклазам, вплоть до образования цеолит-смектитовых псевдоморфоз, замещение клинопироксенов актинолитом, а рудных компонентов — железистым хлоритом. В основной массе породы развиты смектит или смешанослойный минерал слюда-смектит, а также хлорит и слюдистый минерал. Эти преобразования с формированием псевдоморфоз и палимпсестовой структуры породы можно расценивать как флюидноавтометаморфические. В случае наложенного полного гидротермально-метасоматического изменения базальтов и туфов, когда неразличимы первичные структуры, формируются кварц (халцедон)смектит-селадонит-цеолитовые породы с сегрегационным распределением минералов.

Высокоглиноземистые диорит-порфириты комагматичны мегаплагиофировым базальтам и андезитобазальтам. Породы окрашены в серые и светлосерые цвета. Вкрапленники в них составляют почти половину объема породы. Характерны крупные вкрапленники плагиоклазов основного состава (лабрадор-битовнит), которые сочетаются с вкрапленниками клинопироксена и роговой обманки, а также биотита, реже — кварца хорошо кристаллографически выраженной формы. В мелких экструзивных телах вкрапленники роговых обманок имеют опацитовые каймы. В микрокристаллической основной массе породы присутствуют калиевый полевой шпат (5-8 мас. %) и анальцим (до 10 мас. %). По химическому составу эти породы отличаются от диоритов более высоким содержанием A1<sub>2</sub>O<sub>3</sub> и CaO и низким К<sub>2</sub>О.

В результате исследований установлено, что по мере увеличения глубоководности отложений в измененных базальтовых и туфовых породах прослеживается смена состава минеральных ассоциаций в сторону минералов, которые могут формироваться в условиях более высокой температуры и повышенного давления: в частности, вайракита в базальтах, анальшима – в апопепловых метасоматитах. В апотуфо-туффитовых гидротермальнометасоматических ассоциациях происходит смевысококремниевого кальциевого гейландитна клиноптилолита более высокоглиноземистыми ломонтитом и анальцимом. Смена состава слоистых силикатов в целом происходит от смектитов к корренситу и корренситоподобным минералам, и далее к хлориту. В составе слоистых силикатов различных типов пород наиболее глубоководных комплексов возрастает роль хлоритов. В апопепловых метасоматитах второй структурной зоны, сформированных в обстановке относительных опусканий (впадин), с ломонтитом ассоциирует селадонит. В то же время в гидротермально-измененных кристаллолитокластических псефито-псаммитовых туфах с макро- и микротекстурами оползания, сформированных в обстановке относительных поднятий, с ломонтитом сочетается корренсит.

В кремнистых слоях предостроводужного глубоководного комплекса присутствуют линзы оксиднокарбонатных железо-марганцевых рудоносных отложений, которые залегают как в структурно приподнятых (3 м) участках над горизонтами шаровых и массивных измененных высокоглиноземистых базальтовых лав, так и в верхних частях конседиментационных холмов высотой 8 м ипротяженностью до 25 м, сложенных слоистыми (1-3 см) пестроцветными (бурые и серые слои) песчано-кремнистоглинистыми отложениями. Строение рудоносного слоя для последнего случая показано на рисунке (рис. 1). Составы рудных компонентов изменяются от марганцевых (пиролюзит, манганит) до железистых (гематит) и карбонатных родохрозитовых (табл. 1). При этом выявлена редко фиксируемая геологическая обстановка формирования марганцевых рудоносных слоев - в преддуговых зонах развитых островных дуг, для которых характерен вулканизм с высокоглиноземистыми базальтовыми лавами. Формирование рудоносных холмов позволяет предполагать поступление рудного вещества вслед за песчано-кремнисто-глинистым материалом в результате гидравлических и осадочных интрузий или экструзий, наблюдаемых в преддуговых бассейнах [Talbot, Brunn, 1989]. При этом осадочные и гидравлические интрузии и экструзии связаны с формированием гидравлической дуги на внутреннем склоне желоба в условиях высоких давлений и низких температур. Следует отметить, что влияние гидрогенных рудных источников зависело от специфики конседиментационно формирующихся вул-

Таблица. 1. Состав компонентов рудного слоя (мас. %)

Окислы	1	2	3
SiO <sub>2</sub>	1.02	0.86	0.06
TiO <sub>2</sub>	0.04	0.46	0.00
$Al_2O_3$	0.20	0.00	0.00
$Fe_2O_3$	0.21	95.77	0.00
$MnO_2$	94.09	3.20	43.61
MgO	0.00	0.00	0.46
CaO	0.21	0.08	13.02
Na <sub>2</sub> O	0.00	0.12	0.00
Сумма	95.80	100.53	57.19
Содержание в породе (%)	50	30–35	15–20

Примечание. 1- пиролюзит, замещаемый манганитом; 2 – гематит ( $Fe^{3+}_{1.91}Mn_{0.06}Ti_{0.02}Si_{0.02}Ca_{0.01}Na_{0.01}CO_3$ ); 3 – родохрозит ( $Mn_{0.67}Ca_{0.31}Mg_{0.02}CO_3$ ). Данные электроннозондового микроанализа. Микроанализатор MS-46, оператор Воронин Б.И. (ГИН РАН).

каноплутонических серий. Так, с излияниями лав высокоглиноземистых базальтов связано образование железо-марганцевых рудных скоплений, в то время как вулканизм спилит-кератофировой серии примитивной палеодуги (В.Сахалин) обусловил формирование сульфидных рудных образований.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- 1. **Хубуная С.А.** Высокоглиноземистая плагиотолеитовая формация островных дуг. М.:Наука, 1987. 167 с.
- 2. Магматические горные породы. Основные породы. М.: Наука, 1985. 469 с.
- Цуканов Н.В., Зинкевич В.П. Тектоника хребта Северный Кумроч: (Камчатка) // Геотектоника 1987. № 6. С. 63–77.
- Talbot C.J., Brunn V. Melanges, intrusive and extrusive sediment and hydraulic arcs // Geology. 1989. V. 17, № 5. P. 446–448.

# ЭВОЛЮЦИЯ ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЙСКОГО ВНУТРИПЛИТНОГО ВУЛКАНИЗМА ИМАНДРА-ВАРЗУГСКОЙ И ПЕЧЕНГСКОЙ СТРУКТУРЫ, КОЛЬСКИЙ КРАТОН (ПО МАТЕРИАЛАМ БУРЕНИЯ FAR-DEE PROJECT)

© 2011 г. М. М. Богина\*, В. Л. Злобин\*\*, Е. В. Шарков\*

\*Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, Москва, bogina@igem.ru \*\*Геологический институт РАН, Москва, vzlobin@bk.ru

В пределах Кольского кратона, палеопротерозойские вулканиты представлены в основном супракрустальными толщами Имандра-Варзугской и Печенгской структур. Восемь скважин пробуренных в 2007 году рамках международной научной программе по глубинному континентальному бурению (Fennoscandian Arctic Russia – Drilling Early Earth Project, FAR-DEEP) под руководством В. Мележика и А. Лепланда (Геологическая служба Норвегии) вскрыли мощные вулканогенно-осадочные толщи (снизу вверх) кукшинской, сейдореченской, полисарской и умбинской свит в пределах Имандра-Варзугской структуры и ахмалахтинской, куэтсярвинской, коласьокской, и пилгуярвинской свит (две последние в данной работе не рассматриваются) Печенской структуры. Согласно региональной стратиграфической схеме, породы кукшинской и сейдореченской свит соответствуют сумийскому надгоризонту, породы полисарской свиты - сариолийскому надгоризонту, и породы умбинской свиты – ятулийскому. Ахмалахтинская и куэтсярвинская свиты, коррелируются, соответсвенно, с сариолийскими и ятулийским надгоризонтами. Данные свиты охватывают временной интервал от 2.45 до ~ 2.0 млрд. лет. Таким образом, полученный керновый материал представляет собой сквозную документацию раннего и среднего этапа палеопротерозойской эволюции Кольского кратона.

Мощность кукшинской подсвиты расположенной в основании вскрытого разреза составляет 13 м. Породы представлены мелко-среднезернистыми полевошпатовыми амфиболитами. Признаки вулканических текстур отсутствуют. Снизу вверх, через кору выветривания образования кукшинской свиты сменяются сейдореченской свитой подразделяемой на нижнюю осадочную и верхнюю вулканогенную подсвиты, представленную матабазальтами и матаандезибазальтами, которые слагают в изученном разрезе непрерывную толщу мощностью 64 м. Породы представлены мелкозернистыми, массивными, довольно однородными породами. Верхнесейдореченская подсвита венчается двумя потоками кислых лав (мощностью 27 м) разделенными прослоями туфогенного материала, представленного в настоящее время серицит-хлоритовыми сланцами. Кислые лавы мелкозернистые, с фельзитовой структурой и вкрапленниками плагиоклаза и полевого шпата.

Метаморфизованные магматические породы полисарской свиты образуют три мощных горизонта. Массивное ультраосновное тело вскрытое на глубине от 132 до 176 м представлено тальк-карбонатсерицитовыми сланцами по-видимому сформированный по ультраосновным интрузивным породам. Вышележащий горизонт представлен талькхлоритовыми и тальк-хлорит-карбонатными сланцами среликтами сруткруы спинифекс, разделенные простоями туфов и сланцев. Местами в породах наблюдаются структуры спинифекс. Третий горизонт вулканитов представлен непрерывной толщей мощностью 37 м. В верхней части разреза отмечаются вариолиты и структуры спинифекс. Разрез умбинской свиты в изученной скважине отличается от разрезов других изученных свит преобладающим развитием терригенно-карбонатных толщ, тогда как магматические породы занимают подчиненную позицию, формируя маломощные прослои, м.б. силлы, мощностью от 5 до 10 м среди осадочных преимущественно терригенно-карбонатных пород. Магматические породы представлены диабазовыми метапорфиритами, а также пикритами и пикрит-базальтовыми метапорфиритами, с редкими проявлениями пород среднего состава. Иногда вскрытые породы имеют более крупнозернистый и массивный облик, и возможно, представляют собой силлы.

Ахмалахтинская свита представлена массивными андезибазальтами с редкими миндалинами заполненными эпидотом. Мощность свиты в скважине составляет 13 м. Куэтсярвинская свита образована представлена преимущественно вулканическим разрезом; терригенные и карбонатноглинистые породы слагают основание свиты и отсутствуют в ее верхней части. Вулканиты характеризуются широким спектром составов от пикритов до риодацитов и риолитов. Кислые породы местами проявляют флюидальную структуру.

Состав пород. Породы кукшинской свиты соответствуют низко-титанистым (TiO<sub>2</sub> 0.75–0.85) умеренно-магнезиальным (6.7–7.2 вес%, Mg# око-

ло 50) базальтам нормальной щелочности с содержанием Cr 240-250 ppm. Систематического изменения состава пород с глубиной не наблюдается. Вулканиты сейдореченской свиты характеризуются большей кремнекислотностью и щелочностью, и соответствуют трахиандезибазальтам и трахиандезитам в основном натровой специфики. Они более дифференцированны чем кукшинские базальты (Mg# 38–50 при MgO от 4 до 6 мас. %), характеризуются меньшими содержаниями Cr при более широких его вариациях (92-205 ррт), более высокими содержаниями  $P_2O_5$ , Zr, Sr, и особенно Ba. При этом вверх по разрезу отмечается уменьшение магнезиальности и CaO, содержания Cr, и незначительное повышение TiO<sub>2</sub>, маркируя процесс фракционирования расплава. Кислые породы по составу соответствуют риолитам калиевой серии, которые отличаются невысокой глиноземистостью, крайне низкими содержаниями P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> (~ 0.03 вес%) при высоком содержании Zr (330-390 ppm), Ва (1100-1600 ррт) и Ү (40–50 ррт).

Магматические породы полисарской свиты представлены основными и ультраосновными породами соответствующие низко-титанистым (TiO<sub>2</sub> 0.25-0.39 мас. %) высокомагнезиальным (коматиитовым) базальтам и коматиитам относимым к кремнеземистой высоко-Мд серии. Выделяются высокомагнезиальные (MgO = 26.22–28.25 мас. %, Mg# = 80) разности характеризующиеся низким содержанием Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (4.98-6.53 вес. %) и крайне высокими содержаниями Cr (до 4650 ppm) и Ni (~ 1200 ррт), которые возможно представляют кумулятивную часть. Базальты, вскрытые выше по разрезу, обнаруживают четкие признаки дифференциации вверх по разрезу с уменьшением MgO от 26.17 до 8 вес%, а также Cr, Ni при вариациях Mg# от 80 до 60, и увеличении CaO, Sr, и Y. Мафиты данной свиты по своим вещественным и петрографическим характеристикам сопоставляются с высоко-Мд вулканитами Ветреного пояса. Прослои андезитовых туфов соответствуют по составу высокоглиноземистым умеренно-титанистым андезитам повышенной щелочности с преобладанием Na<sub>2</sub>O. Породы умбинской свиты, венчающие разрез скважины представлены высоко-титанистыми базальтами и пикробазальтами. Пикробазальты залегающие в верхней части разреза характеризуются умеренным содержанием TiO<sub>2</sub> (1.06 вес%), высокими содержаниями MgO (9.94–11.30, Mg# = 60–63) при повышенных содержаниях Cr (до 583 ppm) и Ni (до 258 ppm), и низкими содержаниями несовместимых элеметов. В нижних частях скважины вскрыты высоко-титанистые базальты (2.56 до 1. 63 вес%) повышенной щелочности с широкими вариациями MgO (4.79-8.84 вес%) и низкими содержаниями Cr (40-100 ppm) и Ni (39-83). Общей характеристикой базальтов данной свиты является повышенные щелочность (натриевая) и содержания P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> и Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>,

а также практически полное отсутствие в ассоциации с ними кислых и средних пород.

Породы ахмалахтинской свиты представлены субщелочными андезитами и андезибазальтами, характеризующимися невысокими содержаниями TiO<sub>2</sub> (до 1.01 вес%), умеренными содержаниями MgO (3.68-6.25 все%) при Mg# 36-50, невысокими содержаниями Cr (около 70 ppm) и Ni (25 ppm) и умеренными – несовместимых элементов. Вулканический разрез куэтсярвинской свиты, в отличии от ее стратиграфического аналога – умбинской свиты, характеризуется очень широким спектром вариаций составов по SiO<sub>2</sub> и высокой щелочностью пород, соответствующих муджиеритам, трахиандезитам, и трахидацитам. Породы характеризуются умеренно-высокими содержанием TiO<sub>2</sub>, показывающим отчетливую отрицательную корреляцию с SiO<sub>2</sub>: варьируя от 0.83% TiO<sub>2</sub> в риолитах до 3.76% в низко-кремнистых базальтов. Отрицательная корреляция с SiO<sub>2</sub> была выявлена также для Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>. Вся породная серия характеризуется низкой магнезиальностью, при этом корреляции MgO с SiO<sub>2</sub> не наблюдается. Кроме того, породы данной свиты характеризуются повышенными содержаниями  $Fe_2O_3$ , Nb и Zr а также высоким  $P_2O_5$ .

Геохимические особенности. Общей характеристикой всех изученных пород является обогащение ЛРЗЭ и присутствие отрицательной Nb аномалии на спектрах редких элементов нормализованных к примитивной мантии (рис. 1). Исключение составляют породы кукшинской свиты, которые характеризуются практически плоскими спектрами РЗЭ ((La/Yb)<sub>n</sub> ~ 1–2, (La/Sm)<sub>n</sub> = 1.5–1.6, (Gd/Yb)<sub>n</sub> = 1.4–1.3) при практически полном отсутствии Еu аномалии (Eu/Eu\* = 0.9). Их спайдерграммы характеризуются обеднением литофильными элементами, значительной Nb аномалией (Nb/Nb\* = 0.3)

и положительной аномалией Sr. В породах сейдореченской свиты резко повышается уровень ЛРЗЭ и степень фракционирования ТРЗЭ ((La/Yb)<sub>n</sub> около 10.0, (La/Sm)<sub>n</sub> ~ 3, (Gd/Yb)<sub>n</sub> = 2.6–2. 3). При тех же значениях Nb аномалии, породы обогащены легкими литофильными элементами, и имеют отрицательную Sr аномалию. Кислая компонента сейдореченской свиты характеризуется близким спектром, с углублением Sr и Nb отрицательных аномалий, появлением Ті аномалии (связанной с фракционированием Ті-магнетита), и повышением уровня всех несовместимых элементов. Спектры пород сариолийского возраста (полисарская и ахмалахтинская свиты) по степени обогащения ЛРЗЭ, уровню содержания РЗЭ похожи на спектры мафитов сейдореченской свиты, но обеднены LILE, имеют более глубокую Nb аномалию. Плоский спектр образован ультрамафитовым телом с крайне высоким содержанием MgO, возможно, кумулятивного происхождения. Породы ятулийского надгори-



**Рис. 1.** Распределение РЗЭ нормализованной к хондриту и редких элементов нормализованные к составу примитивной мантии для палеопротерозойских вулканитов Имандра-Варзугской и Печенгской структур.

зонта (умбинская и куэтсярвинская свиты) характеризуются широкими вариациями степени фракционирования РЗЭ при умеренной и незначительном фракционировании ЛРЗЭ и ТРЗЭ ((La/Yb)<sub>n</sub> ~ 4–14, (La/Sm)<sub>n</sub> = 2.2–4.0, (Gd/Yb)<sub>n</sub> = 3.9–1.8) (рис. 1). По сравнению с нижележащими породами, они отличаются отчетливым уменьшением Nb аномалии (Nb/Nb\* увеличивается до 0.8), и появлением во многих породах положительной Ti аномалии.

Эволюцию расплавов во времени можно проследить по индикаторным отношениям величин (Nb/Th)<sub>pm</sub> и (Nb/La)<sub>pm</sub> (рис. 2). На диаграмме видно, что породы полисарской и ахмалахтинской свит характеризуются минимальными значениями (Nb/La)<sub>pm</sub> и (Nb/Th)<sub>pm</sub> отношений, что отражает максимальную роль коровой ассимиляции при их формировании. Вариации данных отношений в пределах свит означают различную степень контаминации материала в зависимости от механизма поступления расплава к поверхности. Породы сейдореченской свиты, по-видимому, были менее контаминированы, чем породы полисарскоц свиты. В породах умбинской и куэтсярвинской свит значительно увеличился вклад мантийной компоненты, что отражается увеличением (Nb/La)<sub>pm</sub> отношения и смещением их точек по направлению к полям океанических плато. Наши геохимические данные согласуются с опубликованными Sm-Nd изотопными данными:  $\varepsilon$ Nd = -2.32 для вулканитов сейдореченской свиты (Чащин, 2008), -4.10 для ахмалахтинской свиты, и от -2.83 до - 1.56 для пород куэтсярвинской свиты (Skuf'in et al., 2005).

Проведенное сопоставление показало, что рассмотренные вулканиты Кольского кратона отражают последовательную эволюцию расплавов от сильно контаминированных высоко-Mg базальтов и субщелочных базальтов и андезибазальтов на ранних стадиях рифтогенеза до щелочных высокотитанистых менее контаминированных расплавов возникших незадолго до заложения людиковийских прогибов. Породы раннего палеопротерозоя (сейдореченская, полисарская, и ахмалахтинская свиты) попадают в основном в поля островодужных магм, что в комплексе с глубокой Nb аномалией, отрицательными значениями єNd, подразумевает значительную роль коровой контаминации, и вполне согласуется с их формированием в условиях внутриконтинентального рифтинга на зрелой континентальной коре. Их источники имели смешанное мантийно-коровое происхождение. В процессе развития рифтинга роль коровой ассимиляции существенно уменьшалась, и формирование щелочных высоко-титанистых пород куэтсярвинской и умбинской свит по-видимому существенно контролировалось обогащенной мантией.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ № 11-05-00695-а и 11-05-00492а.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. **Чащин В.В., Баянова Т.Б., Левкович Н.В.** Вулканоплутоническая ассоциация раннего этапа раз-



**Рис. 2.** Диаграмма (Nb/La)<sub>N</sub>–(Nb/Th)<sub>N</sub> для палеопротерозойских вулканиов Имандра-Варзугской и Печенской структур.

UCC – состав верхней континентальной коры. Поля по (Puchtel et al., 1999)

вития Имандра-Варзугской зоны, Кольский полуостров: геологические, петрогеохимические, и изотопно-геохронологические данные // Петрология. 2008. Т. 16, № 3. С. 296–316.

 Skuf'in P.K., Theart H.F.J. Geochemical and tectonomagmatic evolution of the volcano-sedimentary rocks of Pechenga and other greenstone fragments within the Kola Greenstone Belt, Russia//Precambrian Res. 2005. V. 141. P. 1–48.

## = — IV. 4. ВНУТРИПЛИТНЫЙ ВУЛКАНИЗМ 🛛 =

## ЭВОЛЮЦИЯ ВНУТРИПЛИТНОГО ВУЛКАНО-ПЛУТОНИЗМА ПРОТЕРОЗОЯ КАРЕЛИИ

### © 2011 г. А. И. Голубев

Институт геологии КарНЦ РАН, Петрозаводск, golubev@krc.karelia.ru

Одной из наиболее примечательных геологических особенностей Карелии составляют многочисленные фрагменты чехла древней платформы, до половины объема которого занимают метабазальты и интрузивные габбро-долериты, геологически, петрологически и химически близкие к фанерозойским континентальным плато-базальтам траппам. Широко развиты в Карелии траппы распространяются также на сопредельные районы Кольского полуострова, Восточной и Северной Финляндии, Северной Швеции, Северной Норвегии и Архангельской области, образуя в совокупности огромный ареал, сопоставимый с крупнейшими трапповыми провинциями мира [Светов 1978; Голубев, Светов, 1983]. Мощные излияния континентальных плато-базальтов связывают в настоящее время с действием мантийных плюмов, что принуждает к переосмыслению сложившихся взглядов на возрастные рубежи, тектонические режимы, глубинные источники и петрогенезис Карельской трапповой провинции (КТП).

Покровы и силы траппов установлены в составе двух стратонов протерозоя Карелии – ятулийского и людиковийского надгоризонтов. В региональной стратиграфической шкале ятулийский надгоризонт, с возрастными рамками 2.20-2.06 млрд. лет, следует за сариолийским. С резким несогласием, с корой химического выветривания ятулийские отложения перекрывают породы архейского кристаллического фундамента и сумийско-сариолийские толщи нижнего протерозоя. Терригенные и терригеннокарбонатные в основании и вулканогенные в кровле пары толщ различной мощности трижды повторяются, соответствуя раннему, среднему и позднему ятулию. В разрезах раннего ятулия преобладают терригенные осадочные породы, в разрезах среднего ятулия они сочетаются с карбонатными, которые получают наибольшее распространение, в том числе в виде биогерм, в верхней части ятулийского разреза. Установлено, что вулканогенные толщи венчают регресированные этапы трансгрессивнорегрессированых циклов осадконакопления в седиментационных бассейнах, что перекликается с данными о проявлении главных фаз вулканизма в молодых трапповых провинциях на фоне восходящих тектонических движений и регрессии моря. Без видимого несогласия ятулийские толщи перекрыты осадочными отложениями и лавами людиковия

(2.06–1.97 млрд. лет), в составе которого выделяют два горизонта: нижний вулканогенно-осадочный, с широким распространением углеродистых черных сланцев ("заонежский") и верхний преимущественно вулканогенный, включающий пачки пирокластов ("суйсарский").

Согласно палеогеографическим и палеовулканологическим реконструкциям [Светов, 1979; Голубев, Светов, 1983], ятулийский вулканизм характеризовался спокойным характером трещинных излияний в небольших медководных бассейнах или в субаэральных условиях. На рубеже ятулия и людиковия произошло сокращение числа седиментационных бассейнов при их одновременном углублении и расширении. И в то же время произошла смена утилизации атмосферной СО<sub>2</sub> с окисленной карбонатной на восстановленную углеродную, что связано с возрастанием интенсивности синхронного вулканизма внутри морских бассейнов. При этом раннелюдиковийские извержения сохраняют черты сходства с ятулийскими, а позднелюдиковийские (суйсарские) характеризуются более высокой эксплозивностью и связаны с вулканическими аппаратами центрального типа.

Ятулийские и нижнелюдиковийские вулканиты представлены метабазальтами и полнокристаллическими долеритами. Суйсарский вулканический комплекс составляют породы широкого диапазона составов: пикриты и пикритовые базальты - базальты и долериты – базальтовые андезиты. Все породы метаморфизованы в условиях зеленосланцевой, а в вулканогенных зонах, примыкающих к Свекофенскому мобильному поясу, – эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фаций метаморфизма. С регрессивной стадией метаморфизма связаны проявления метасоматоза, которые наиболее интенсивно выражены в зонах дизьюнктивных нарушений в виде альбитизации, эпидотизации, пропилитизации, биотитизации и других изменений исходных вулканических пород. Перераспределение вещества в ходе метасоматоза сопровождалось привносом и выносом некоторых редких элементов – Rb, Ba, Sr, отчасти U, но большинство других элементов (HFS, REE, переходные металлы) оставались резистентными по отношению к метасоматическим преобразованиям.

Карельские траппы геохимически близки фанерозойским аналогам, что подчеркивается, в частности, очень тесным сходством ятулийских метаба-

зальтов в разрезах Карелии и траппов в разрезе Норильской глубокой скважины. Это сходство выражено не только в одинаковых уровнях концентраций и особенностях распределения большинства редких элементов, но и в закономерном изменении составов пород вверх по разрезу [Голубев и др., 2002]. Вулканиты раннего ятулия характеризуются фракционированным характером распределния лантаноидов (средние значения (Ce/Yb)n  $\sim$  4.18, (La/Sm) n ~ 1/98) и относительным обогащением наиболее несовместимыми HFS- элементами. Вулканиты среднего ятулия имеют менее фракционированный характер распределения REE ((Ce/Yb)n ~ 1.85, (La/Sm)n ~ 1.39) и несколько обеднены высоко и умеренно несовметимыми элементами. Позднеятулийские метабазальты максимально обогащены всеми REE и другими несовместимыми элементами, но по характеру распределения и значениям отношений несовместимых элементов близки к вулканитам среднего ятулия. Соответственно, раннеятулийские метабазальты и долериты однотипны с базальтами надежденской свиты трапповой формации Норильска, а средне-позднеятулийские - с базальтами макулёвской свиты.

В отличие от ятулийских вулканитов, которые имеют устойчивые геохимические характеристики во всех изученных разрезах Карелии, лавы заонежского горизонта обнаруживают отчетливые латеральные различия. В центральной Карелии, в стратотипическом разрезе Онежской мульды, они близки к породам среднего и позднего ятулия ((Ce/Yb) n – ~ 2.15. (La/Sm)n – ~ 1.70). В вулканогенных зонах, примыкающих к свекофеннидам (Малое Янисьярви, Ковадьярви, Питкяранта, Кирьяволахти), они преобретают более примитивный, состав характеризуясь, в некоторых случаях значениями отношений (Ce/Yb)n <1. Породы суйсарского вулканического комплекса, в том числе пикриты, значительно обогащены наиболее несовместимыми элементами и характеризуются высокими устойчивыми отношениями (Ce/Yb)n и (La/Sm)n.

Три фактора магматической эволюции определили химический состав карельских траппов: частичное плавление мантийных источников переменного состава, кристаллизационное фракционирование и контаминация магм веществом архейской коры. Пониженная магнезиальность ятулийских и нижнелюдиковийских вулканитов (средние значения Мg<sup>#</sup> в изученных разрезах варьирует от 0.56 до 0.42) указывает на фракционированный характер магм. Положительные корреляции между магнезиальными числами и содержаниями совместимых элементов (Cr, Ni), между несовместимыми элементами (Zr-Ti, Zr-Y, Zr-Nb, Ta-Hf, Ce-Th и др), небольшие отрицательные европиевые аномалии свидетельствуют о фракционной кристаллизации в относительно малоглубинных коровых очагах при ведущей роли оливина и клинопироксена и подчиненной – плагиоклаза и Fe-Ti – оксидов. Предельное выражение фенеровская тенденция фракционирования получила в формировании рудных горизонтов титаномагнетитовых габбро в расслоенных силах ятулийского вулкано-плутонического комплекса. Характерные для континентальных толеитов геохимические признаки коровой контаминации отчетливо выражены также в карельских траппах. Они установлены по отрицательных аномалиям Nb, Ta, Ti, положительным – Th, Pb на спайдерграммах. Повышенные содержания легких редких земель и высокие значения LREE/HREE в ятулийских вулканитах так же частично связаны с ассимиляцией магмами вещества архейской коры, в которой преобладают гранитоиды TTG – типа. Изотопные составы неодима подтверждают этот вывод и одновременно указывают на уменьшение доли контаминанта в процессе эволюции магм:  $\varepsilon_{Nd}(T)$ в метабазальтах нижней и средней части ятулийского разреза составляют около -4, верхнего ятулия -2.05, нижнего людиковия -1.5.

Сильно фракционированный характер распределения REE в базальтах раннего ятулия не может быть объснен только ассимиляцией корового вещества. Значения отношений (Tb/Yb)n~ 1.62 и (Lu/Hf)n  $\sim 0.38$ , независящие от этого процесса и некоторые другие геохимические особенности пород указывают на невысокие степени плавления источника и присутствие в нем граната. Менее фракционированное распределение REE и в вулканитах среднего и позднего ятулия, а так же в нижнелюдиковийских породах Онежской мульды свидетельствуют об увеличении степени плавления и уменьшении роли гранатового контроля. Геохимия суйсарских вулканитов, свидетельствует о том, что формирование высокомагнезиальных родоначальных расплавов суйсарского вулканического комплекса происходило путем плавления мантии при участии обогащенного источника. Обедненный LREE состав и высокие положительные значения  $\varepsilon_{Nd}$  (T) в метабазальтах некоторых структур Приладожья свидетельствует об участии в формировании родоначальных расплавов иного - деплетированного источника.

Таким образом, выявление закономерности магматической эволюции КТП адекватны современным моделям полистадийного адиабатического плавления вещества плюма при уменьшении глубины магмогенерации. Магмы ятулийского вулканического комплекса демонстрируют переход очагов плавления из зоны гранатового перидотита в зону шпинелевого перидотита. Эта тенденция наследуется вулканизмом и раннего людиковия.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Голубев А.И., Светов А.П. Геохимия базальтов платформенного вулканизма Карелии, Петрозаводск, 1983, 192 с.

ВУЛКАНИЗМ И ГЕОДИНАМИКА, Екатеринбург, ИГГ УрО РАН, 2011

- 2.
- Светов А.П. Платформенный базальтовый вулка-низм Карелии. Л., Наука. 1979. 208 с. Голубев А.И., Иваников В.В., Филиппов Н.Б., Малашин М.В. Карельская трапповая провинция: 3.

пример магматической и геодинамической эволюции плюма в раннем протерозое. Материалы Меж-дународного симпозиума "Мантийные плюмы и ме-таллогения". Петрозаводск-Москва. 2002. С. 60–63.

## = IV. 4. ВНУТРИПЛИТНЫЙ ВУЛКАНИЗМ 🛛 =

# КОНТИНЕНТАЛЬНЫЙ ВНУТРИПЛИТНЫЙ ВУЛКАНИЗМ МОНГОЛО-ЗАБАЙКАЛЬСКОГО РЕГИОНА

#### © 2011 г. И.В.Гордиенко

Учреждение Российской академии наук Геологический институт СО РАН, Улан-Удэ, gord@pres.bscnet.ru

В результате проведенных исследований было установлено, что на территории Забайкалья и Монголии, в пределах Центрально-Азиатского и Монголо-Охотского складчатых поясов в течение девона и раннего карбона, в среднем-верхнем карбоне, перми и раннем триасе существовали внутри-и окраинноконтинентальные геодинамические обстановки, где интенсивно проявились внутриплитные магматические процессы. Они были обусловлены взаимодействием Сибирского континента и Монголо-Охотского океана, а также формированием крупных мантийных плюмов [Гордиенко, 1987, 2006; Golonka et al, 2006; Ярмолюк и др., 2000].

На активной окраине Сибирского континента, особенно его западной части, в условиях рассеянного рифтогенеза и разнонаправленный субдукции проявились мощные тектономагматические процессы, приведшие к формированию протяженного (свыше 1500 км) окраинно-континентального Алтае-Саяно-Забайкальского вулканоплутонического пояса. Магматизм в пределах пояса проявлен неравномерно. Наиболее мощно и разнообразно он развит в рифтогенных структурах минусинского типа. В этих районах сосредоточены огромные массы внутриплитных вулканических продуктов, которые ассоциируют с разнообразными комагматичными интрузивными комплексами. При этом бимодальные серии повышенной щелочности и щелочные часто перемежаются, а иногда развиты в одних и тех же структурах. Так, в зоне сближенного развития Главного Саянского и Жомболокского глубинных разломов Окинского района юго-восточной части Восточного-Саяна сформировалась Илейская вулкано-тектоническая структура рифтогенного типа, в которой сосредоточена трахибазальттрахириолит-комендит-щелочногранитовая accoциация пород нижнедевонского возраста – 402 ± 14 млн. лет [Гордиенко, 1969; Воронцов и др., 2006].

Необходимо отметить, что вулканоплутонический пояс в районе южного выступа Сибирской платформы сужается и далее в Забайкалье проявлен в основном в виде позднедевонско-раннекарбоновых присдвиговых рифтогенных прогибов типа пулапарт (Уакитский, Багдаринский, Урминский и др.), в которых, также как и в Восточном Саяне, присутствуют продукты внутриплитного вулканизма.

По северной окраине Монголо-Охотского палеоокеанического бассейна, в зоне его взаимодействия с Сибирским континентом во второй половине карбона и перми возникла активная континентальная окраина с протяженной зоной субдукции, в тыловой части которой произошло образование рифтогенных структур Селенгино-Витимского вулканоплутонического пояса. Названный пояс заложился во второй половине карбона в пределах Идэрской, Джидинской и Удино-Витимской зон каледонид, вдоль крупной шовной структуры, по которой в конце нижнего палеозоя произошло столкновение Центрально-Монгольского микроконтинента с континентальной окраиной Сибирского кратона. Верхнепалеозойский Селенгино-Витимский пояс представляет громадную трансрегиональную структуру, протянувшуюся от озер Хиргис-Нур и Убсу-Нур Западной и Северной Монголии до бассейнов верховий рек Витима и Олекмы Забайкалья на расстоянии свыш 2 тыс. км при ширине 250-350 км [Гордиенко, 1987]. В пределах пояса выделяется целый ряд крупных рифтогенных прогибов и вулкано-тектонических структур (Северо-Хангайский, Орхон-Селенгинский, Желтуринский, Гунзан-Боргой-Тугнуйский, Тамирский, Кижингинский, Верхнекудунский, Ортинкский, Бейсыханский и др.), насыщенных разнообразными вулканическими и комагматическими им плутоническими комплексами пород, в том числе внутриплитными гранитоидными батолитами (Хангайским и Ангаро-Витимским).

Северо-Хангайский прогиб (вулканическая зона), расположен в Идэрской зоне каледонид. Пермо-карбоновые и пермские вулканогенные образования формируются в непрерывную цепь вулканических полей, протянувшуюся от слияния рек Идэр-Гол и Дэлгер-Мурен вдоль долин рек Бугсейн-Гол и Бугдегени-Гол и осевой части хр. Болнай до оз. Тэлмэн-Нур и далее на запад. В бассейне среднего и нижнего течения р. Идэр-Гол прогиб имеет незначительную (40-60 км) ширину, но западнее и восточнее площадь распространения верхнепалеозойских вулканогенных образований расширяется к югу. В строении Северо-Хангайского прогиба пермо-карбоновые и пермские образования слагают очень мощную серию, в составе которой выделено пять вулканогенных толщ (свит): 1) основных и средних вулканитов; 2) кислых вулканитов повышенной щелочности; 3) осадочно-вулканогенная; 4) бимодаль-

ная (базальт-трахириолитовая с комендитами и кварцевыми трахитами); 5) конгломератовая. Подобное строение пермского разреза выдерживается практически по всей площади прогиба. Комагматичные плутонические гранитоидные образования Северо-Хангайской вулканической зоны объединены в два интрузивных комплекса. Один из них включает интрузии преимущественно средне- и мелкозернистых порфировидных монцонитов, сиенит-диоритов, граносиенитов и мелкозернистых гранитов. Другой интрузивные комплекс объединяет щелочные граниты, сиениты и связанные с ними дайки сиенит-порфиров, трахитов и комендитов. Интрузии этих пород прорывают все образования вплоть до нижних горизонтов бимодальной свиты. По составу они тождественны щелочным вулканитам.

Орхон-Селенгинский прогиб является непосредственным продолжением к востоку и северовостоку верхнепалеозойских вулканических полей описанной выше Северо-Хангайской зоны (прогиба). Условной границей для них может служить поперечное субмеридиональное древнекаледонское поднятие в районе сомона Аршант, выше устья р.Хануй-Гол. Орхон-Селенгинский прогиб – это наиболее хорошо изученная крупная верхнепалеозойская структура Северной Монголии, протянувшаяся на расстояние свыше 300км при ширине 50-70 км. Вулканогенные образования подразделены на четыре толщи (свиты), которым, так же как и в Северо-Хангайской зоне, соответствуют определенные вулканогенные ассоциации нередко петротипические для всего Селенгино-Витимского вулкано-плутонического пояса. Результаты проведенного сравнения свидетельствуют о большом сходстве и некотором различии разрезов позднепалеозойских вулканитов в Орхон-Селенгинском и Северо-Хангайском прогибах, а следовательно и о том, что развитие рифтогенного вулканизма в пределах Селенгино-Витимского пояса происходило в различных его сегментах по-разному. Накопление вулканитов осуществлялось в крупных грабенсинклинальных прогибах, характеризовавшихся огромной мощностью выполняющих их образований (7000-12000 м). Последнее обстоятельство хорошо подтверждается на примере Желтуринского прогиба.

Желтуринский прогиб как верхнепалеозойская структура Северной Монголии выделен сравнительно недавно. Основанием для его выделения послужили находки кордаитовой флоры ранней перми-позднего карбона в северо-восточной части прогиба [Гордиенко, 1987]. Желтуринский прогиб представляет собой довольно крупную верхнепалеозойскую структуру. Он протянулся в северо-восточном направлении от нижнего течения р. Эгийн-Гол (Монголия) вдоль северо-западной части Бутулийннуринского поднятия до бассейна р. Джиды (Россия) на расстояние свыше 150 км при ширине от 20 до 70 км. На северо-востоке вулканогенные образования Желтуринского прогиба продолжаются на территории Юго-Западного Забайкалья (хребты Гунзан, Боргойский и др.). В прошлом Желтуринский прогиб занимал, по-видимому, значительно большую площадь, так как фрагменты пермских и пермо-карбоновых вулканогенных полей встречены на значительном удалении от осевой части прогиба, в частности, в бассейне среднего течения р. Джиды и других местах.

Сравнительный анализ пермского вулканизма Желтуринского и Орхон-Селенгинского прогибов показывает большое сходство в развитии этих структур, несмотря на имеющиеся отличия. Сходство выражено единой последовательностью формирования вулканогенных толщ и интрузивных комплексов, их близким вещественным составом и структурным положением, а отличие заключается в масштабах проявления вулканизма. По существу, Желтуринский прогиб является ответвлением («аппендиксом») крупного Орхон-Селенгинского прогиба, поэтому в нем мощности вулканитов сокращены, возрастает роль базальтов и менее проявлен кислый, особенно щелочно-кислый, вулканизм, хотя в начальный этап заложения прогиба продукты кислого вулканизма преобладали. Об этом говорят широкие проявления последних не только в центральных частях прогиба, но и за его пределами, на окружающих поднятиях в смежных районах Западного Забайкалья.

Верхнепалеозойский магматизм в пределах Западного Забайкалья проявился активно, но неравномерно по площади. Здесь выделен ряд обособленных вулкано-тектонических структур (ВТС), насыщенных вулканическими и комагматичными им плутоническими образованиями (Гунзан-Боргой-Тугнуйская, Тамирская, Кижингинская, Верхнекудунская, Ортинкская, Бейсыханская и др.).

Гунзан-Боргой-Тугнуйская вулкано-тектоническая структура является непосредственным продолжением к северо-востоку на территории юго-западного Забайкалья верхнепалеозойских вулканических и плутонических образований Желтуринского прогиба Северной Монголии.

Тамирская вулкано-тектоническая структура занимает площадь около 10 000 км<sup>2</sup> и является северо-восточным продолжением Орхон-Селенгинского прогиба, расположенного в основном на территории Монголии. Специфической особенностью этой структуры является ее положение вблизи границ с Монголо-Охотской складчатой областью. Эта специфика выражается в том, что на границе с этой областью в низах разрезов Тамирской ВТС среди мелководных морских отложений среднего карбона происходили базальтовые излияния с небольшим объемом кислого вулканического материала (гутайская свита). В последующем в нижней и, по-видимому, частично в верхней перми в пределах возвышенной равнины и горно-вулканической области базальтовые излияния охватили более обширную площадь (около 1000 км<sup>2</sup>). В это время здесь сформировалась трахиандезит-трахибазальтовая формация (унгуркуйская, жиндоконская и другие свиты). В количественном отношении в составе формации преобладают трахибазальты, им подчинены трахиандезиты и трахиандезит-базальты. Вулканическая деятельность в Тамирской ВТС, помимо мощных базальтовых излияний, сопровождалась интенсивным кислым вулканизмом, продукты которого объединены в трахириолитовую формацию (алентуйская и тамирская свиты) верхнепермского возраста. Общая площадь, занимаемая вулканогенными образованиями этой формации только в западной части Малханского хребта, составляет около 2000 км<sup>2</sup>. Вулканическая деятельность характеризовалась различной интенсивностью на разных участках BTC, поэтому мощности разрезов колеблются от 500 до 4000м.

Кижингинская, Верхнекудунская, Ортинкская и Бейсыханска BTC занимают большие площади на территории Центрального и Северного Забайкалья. По составу и возрасту они соответствуют другим вышеперечисленным рифтогенным структурам, выполненных продуктами внутриплитного вулканизма. Следует отметить, что вулканическая деятельность в конце перми - начале триаса в забайкальской ветви Селенгино-Витимского пояса завершилась внедрением субвулканических и гипабиссальных интрузий щелочных и щелочноземельных габброидов и гранитоидов (шарагольский, бичурский, кудунский, куналейский, атхинский, соготинский интрузивные комплексы). Именно с этими комплексами связаны гидротермальные редкометальные, флюорит-редкометальные месторождения и проявления Западного Забайкалья.

В общем виде сопоставление временных и латеральных рядов верхнепалеозойских магматических формаций Северо-Монгольской и Западноветвей Селенгино-Витимского Забайкальской вулкано-плутонического пояса показывает всю сложность и разнообразие (в пространстве и во времени) их проявления. Отчетливо проявлена щелочная направленность в развитии магматизма, латеральная смена внутреннего строения и состава магматических формаций, волновая (пространственновременная) миграция рифтогенных процессов. Установлено, что при формировании протяженного пояса отдельные его участки оказывались на разных стадиях развития. Сейчас имеются данные о том, что процессы рифтогенеза в верхнем палеозое охватывали не весь Селенгино-Витимский пояс сразу, а перемещались с юго-запада на северовосток, постепенно распространяясь на весь пояс. Когда в одних участках пояса движения затухали, в других районах они только начинались или уже

достигали максимума. Именно с этими процессами связана разновозрастность некоторых близких по вещественному составу магматических формаций. В большей степени, это касается вулканогенных и тесно связанных с ними интрузивных ассоциаций рифтогенных структур пояса. В результате формирования рифтогенных структур и внутриплитного вулканизма Селенгино-Витимского вулканоплутонического пояса произошло дальнейшее наращивание литосферы за счет мантийного и преобразованного корового вещества, изостатически поднимающегося по зонам растяжения. При этом рифтогенез и сопровождающий его вулканизм были сосредоточены не только в узких линейных тектонических зонах, а проявились на огромных обрамляющих пространствах, что имеет место, например, при формировании Восточно-Африканской и Байкальской рифтовых систем и связано, по-видимому, с периодической активностью Северо-Азиатского суперплюма в среднем и верхнем палеозое [Ярмолюк и др., 2000].

Считается, что ведущими факторами, контролирующими объем рифтового вулканизма, являются проницаемость и скорость раскрытия рифтовой зоны. Увеличение щелочности вулканитов в рифтовой зоне происходит в направлении уменьшения величины общего раздвижения. Так, большие объемы щелочных риолитов в Эфиопском рифте объясняются небольшой скоростью расширения, порядка от 0.1 до 0.5 см/год [Казьмин, 1985]. Имеющийся в нашем распоряжении материал указывает на то, что масштаб, направление и скорость раскрытия рифтогенных структур Селенгино-Витимского пояса в течение времени менялись. Они были максимальными на западном фланге пояса в конце карбона и ранней перми и затем уменьшались в северо-восточном направлении. Формирование зон растяжения было максимальным и наиболее ранним в Орхон-Селенгинском и Желтуринском прогибах и далее на северо-востоке оно было значительно меньшим, где в узких зонах рифтогенеза образовались контрастные вулканические серии трахибазальт-трахит-трахириолитового состава, а также комагматичные им интрузии щелочных гранитоидов Этим хорошо объясняется повышенная щелочность позднепермско-раннетриасовых внутриплитных вулкано-плутонических ассоциаций в Западном Забайкалье.

Мезозойская история геодинамического развития Монголо-Забайкальского региона связана с постепенным закрытием в конце юры Монголо-Охотского океанического бассейна и надвиганием с поворотом по часовой стрелке Сибирского континента на спрединговые зоны океана (калифорнийский тип окраин). В результате этих процессов образовались многочисленные вулканотектонические структуры (грабены, горсты, мульды и др.), сложенные вулканитами дифференцированных (островодужных) и бимодальных (внутриплитных) серий, в ассоциации с редкометальными гранитоидами различной щелочности и кислотности. На территории Забайкалья они образуют вокруг "отмирающего" раннеюрского морского залива Монголо-Охотского океанического бассейна симметрично построенные поясовые ареалы магматизма, овально замыкающиеся в Северо-Восточной Монголии. Их геохимические и геодинамические параметры сходны с позднекайнозойским калифорнийским типом активных континентальных окраин Провинции Бассейнов и Хребтов запада Северной Америки [Кузьмин, 1985].

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

 Воронцов А.А., Дриль С.И., Дутов Е.Н., Андрющенко С.В. Rb-Sr изотопная систематика рифтогенных трахибазальт-трахит-щелочнориолитовых ассоциаций южного обрамления Сибирской платформы: геохронологические данные по Кропоткинскому (Хойто-Окинское междуречье, Восточный Саян) и Хамбинскому (Западное Забайкалье) палеограбенам // Изотопное датирование процессов рудообразования, магматизма, осадконакопления и метаморфизма: мат-лы III Росс. конф. по изотопной геохронологии. 2006, Т. 1. С. 164–168.

- Гордиенко И.В. Девонская вулкано-плутоническая формация юго-восточной части Восточного Саяна. Улан-Удэ: Бурят. кн. изд-во. 1969. 116с.
- Гордиенко И.В. Палеозойский магматизм и геодинамика Центрально-Азиатского складчатого пояса. М., Наука, 1987, 239 с.
- Гордиенко И.В. Геодинамическая эволюция поздних байкалид и палеозоид складчатого обрамления юга Сибирской платформы // Геология и геофизика, 2006, Т. 47, № 1. С. 53–70.
- Казьмин В. Г. Развитие континентальных рифтов и вулканизм // Континентальный и океанический рифтогенез. М.: Наука, 1985. С. 136–150.
- Кузьмин М.И. Геохимия магматических пород фанерозойских подвижных поясов. Новосибирск: Наука, 1985. 199 с.
- Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Кузьмин М.И. Северо-Азиатский суперплюм в фанерозое: магматизм и глубинная геодинамика // Геотектоника, 2000, № 5. С. 3–29.
- 8. **Golonka Jan, Krobicki Michal, Pajak Jakub et al.** Global Plate Tectonics and Paleogeography of Southeast Asia. AGH University of Science and Technology, Arkadia, Krakow, Poland, 2006. 128 p.

= IV. 4. ВНУТРИПЛИТНЫЙ ВУЛКАНИЗМ

## ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ПРОСТРАНСТВЕННО-ВРЕМЕННОГО СОВМЕЩЕНИЯ БАЗИТОВОГО И КИМБЕРЛИТОВОГО МАГМАТИЗМА СИБИРСКОГО КРАТОНА В СРЕДНЕМ ПАЛЕОЗОЕ

© 2011 г. А. И. Киселев\*, К. Н. Егоров\*\*, В. В. Ярмолюк\*\*

\*Институт земной коры СО РАН, Иркутск, akiselev@crust.irk.ru \*\*Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, Москва, volya@jgem.ru

В отличие от базальтового магматизма, имеющего глобальное распространение, кимберлиты в своем развитии ограничиваются главным образом пределами древних кратонов. Связь алмазоносных кимберлитов с областями раннедокембрийской стабилизации установлена практически для всех древних кратонов. Это обстоятельство всегда привлекало внимание исследователей к структурновещественному анализу алмазоносных провинций, и успехи поисковых стратегий определялись глубиной понимания закономерностей геотектонического и регионального структурного контроля в развитии кимберлитового магматизма на фоне обширных областей базальтовой магмогенерации.

Рифтогенез. Объектом рассмотрения является Вилюйская рифтовая система, возникшая в результате рифтогенной деструкции восточной части Сибирского кратона в среднем палеозое. Она прослеживается от дельты Лены до хребта Сетте-Дабан включительно на протяжении около 1500 км представляет собой тройное сочетание грабенов, две ветви которого определили восточную границу кратона, а третья ветвь протянулась в глубь континента в виде собственно Вилюйского рифта, наиболее глубоко вдающегося в тело кратона (рис. 1). Такое строение рифтовой системы позволяет связывать ее происхождение с воздействием мантийного плюма на литосферу Сибирского континента. В соответствии с геоохронологическими и геологостратиграфическими данными рифтовая система сформировалась в интервале D<sub>2</sub>-C<sub>1</sub>.

Базитовый магматизм. Образование рифтогенных структур сопровождалось высокой магматической активностью, результаты которой наибо-



**Рис. 1.** Схема строения Вилюйского рифта по [Парфенов, Кузьмин, 2001] с изменениями. 1 – эффузивно-осадочные толщи рифтовых впадин, 2 – участки поднятий (реликты палеосвода), 3 – дайки долеритов, 4 – кимберлиты, 5 – разломы. М, Н – Мирнинское и Накынское кимберлитовые поля.

лее полно проявлены в строении Вилюйского рифта (авлакогена). Распределение магматических продуктов в его пределах указывает на зональный характер проявления магматизма. Во внутренней системе впадин протекали вулканические процессы, сформировавшие толщи, сложенные покровами умеренно титанистых базальтов и переслаивающимися с ними терригенными и карбонатными породами. Вдоль северо-западного плеча Вилюйского рифта наряду с вулканическими, широко проявились субвулканические процессы, с которыми было связано образование протяженного (>700 км) Вилюйско-Мархинского дайкового пояса высоко титанистых долеритов, а также кимберлитов Мирнинского и Накынского кимберлитовых полей. Магматизм этой части рифта характеризовался импульсным развитием. Наиболее ранними здесь были массовые излияния базальтов, внедрения силлов и даек умеренно-щелочных долеритов. Вслед за ними произошли базитовые эксплозии, а затем сформировались кимберлиты. Среднепалеозойская магматическая активность в пределах Вилюйско-Мархинского дайкового пояса завершилась формированием единичных даек высокотитанистых долеритов. Строение Вилюйского рифта области отражает зональное распределение состава магматических продуктов относительно оси рифта, что свидетельствует о вариациях состава этих продуктов во времени.

Разнофациальные разновидности базитового магматизма Вилюйского рифта в основном относятся к базальтам, в меньшей степени к трахибазальтам и тефритам и более редким базальтовым трахиандезитам (монцонит-порфирам).

Общие закономерности распределения несовместимых элементов в породах Вилюйского рифта практически идентичны между собой и близки базальтам OIB. Незначительное обогащение несовместимыми элементами отмечается от эффузивных базитов к породам докимберлитовых субщелочных долеритов и затем к базитам посткимберлитовых даек [Киселев и др., 2006]. Отношения Nb/ Ta, Zr/Nb, La/Nb, Ta/Yb, Th/Ta и др. характеризуются узкими интервалами значений и указывают на однородность источника магм Вилюйского рифта. Более низкая степень обогащения легкими редкими землями (La/Yb = 10-16) эффузивов и умереннотитанистых базитов относительно OIB, возможно, обусловлена участием в плавлении граната или более высокими степенями плавления однородного мантийного источника.

Изотопные составы эффузивов и интрузивных долеритов Вилюйского рифта в целом располагаются выше поля мантийной корреляции, главным образом, вследствие их обогащения радиогенным стронцием. Отмечаются возрастные различия состава источников расплавов. Эффузивы и докимберлитовые базиты характеризуются более низкими значениями  $\varepsilon_{Nd}$  (1.3–3.7) и несколько более широким диапазоном вариаций отношения <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr (t) по сравнению с посткимберлитовыми базитами ( $\varepsilon_{Nd} = 4.8-5.3$ ). Вариации величины <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr (t) в породах, близких по петрохимическому, редкоэлементному, а также по изотопному составу Nd, по-видимому, связаны с контаминацией расплавов карбонатно-эвапоритовым материалом венд-кембрийского чехла Сибирской платформы. Составы основных пород (эффузивов, интрузивных базитов и брекчий трубок взрыва) Вилюйского рифта отражают однородность магматического источника под всей территорией рифтовой области (Киселев и др., 2006).

Кимберлитовый магматизм. Кимберлитовые трубки Мирнинского и Накынского полей характеризуются широким рядом структурно-текстурных разновидностей пород: от автолитовых брекчий до массивных порфировых, а также слюдистых и слюдяных кимберлитов. По петрохимическим параметрам кимберлиты Мирнинского поля образуют широкий диапазон и перекрываются по содержанию таких показательных элементов как титан и калий с кимберлитами Накынского поля. Самые низкие содержания К<sub>2</sub>О характерны для порфирового кимберлита трубки Нюрбинская (0.14 мас. %). В кимберлитах образцов Тр-1 и Ин-1/30 пониженные содержания К<sub>2</sub>О связаны с полным замещением флогопита хлоритом, серпентином и вермикулитом. В целом петрохимические характеристики кимберлитов Накынского поля не выходят за пределы значений, установленных для пород других кимберлитовых полей Якутии. По геохимической специализации кимберлиты Накынского поля заметно отличается не только от кимберлитов Мирнинского поля, но и от большинства кимберлитов Якутии [Богатиков и др., 2004]. Их аномальность определяется пониженными содержаниями REE и отрицательными аномалиями Th, U, Zr, Hf. Кимберлиты Накынского поля в сравнении не только с кимберлитами Мирнинского поля, но с другими кимберлитами Якутии достаточно умеренно обогащены LILэлементами (цезием, рубидием, барием и др.). Кимберлиты Мирнинского поля характеризуются повышенными содержаниями редкоземельных элементов и более высокими концентрациями высокозарядных элементов Th, U, Zr, Ta, Nb. По изотопному составу стронция кимберлиты Мирнинского поля варьируют в широких пределах: от 0.7032 до  $0.7092 {}^{87}$ Sr/ $^{86}$ Sr (t), тогда как значения  $\varepsilon_{Nd}$  положительные и укладываются в узкий диапазон (от +3.93 до +7.0).. На графике они образуют тренд, который протягивается из области составов деплетированной мантии вдоль оси изотопного состава стронция в сторону повышенных его значений, что позволяет предполагать участие в их образовании источника с характеристиками деплетированной мантии и источника, относительно обогащенного ра-

диогенным стронцием при очень низких содержаниях редких земель. Кимберлиты Накынского поля имеют более широкий разброс как значений  $\varepsilon_{Nd}$  (от -3.1 до +4.25), так и величин первичного отношения стронция от 0.7042 до 0.7084 <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr (t). Причем кимберлиты трубки "Ботуобинская" имеют положительные значения є<sub>Nd</sub>, а дотрубочная слюдяная жила этой трубки и кимберлиты трубки Нюрбинская характеризуются отрицательными величинами є<sub>ма</sub>, свидетельствующими о некотором обогащении мантийного источника компонентом EMI. Широкие вариации изотопных составов этих кимберлитов, как и их особые геохимические характеристики позволяют предполагать существенную роль в их образовании процессов коровой контаминации. На это указывают данные по изотопному составу свинца кимберлиты трубки Нюрбинская [Кононова и др., 2005], а также высокая доля в кимберлитах коровой составляющей (до 40%), представленной ксенолитами пород фундамента гранулитовой и амфиболитовой фаций метаморфизма.

В ходе развития Вилюйской рифтовой системы намечается определенная миграция центров магматической активности плюма. К наиболее ранним проявлениям относится небольшой ареал трахибазальт-трахиандезитовых эффузивов наманинской свиты на юго-западе рифта, в образовании которых участвовал мантийный подлитосферный источник с высокими концентрациями щелочей, LIL- и HFS-элементами. Далее базальтовая магмогенерации охватила всю площадь рифтовой системы и проявилась в виде массовых излияний толеитовых и умеренно щелочных базальтов, а также силлов и даек долеритов на плечах рифта. К завершающей стадии основного магматизма относится формирование посткимберлитовых высокотитанистых даек на северо-западном плече Вилюйского рифта.

Геодинамические условия магматизма. Петрогеохимическая и изотопная гетерогенность базитов и кимберлитов Вилюйской рифтовой системы предопределялась предшествующей тектонической эволюцией территории Сибирского кратона, охваченной среднепалеозойским рифтогенезом. В палеопротерозое здесь был Акитканский орогенный пояс, а позднее в мезо- и неопротерозое образовался Нюрбинский рифтогенный пояс [Парфенов, Кузьмин, 2001]. Неопротерозойские тектонотермальные события на территории Вилюйской рифтовой системы совпадают по времени с модельными возрастами обогащения компонентом ЕМІ мантийного источника накынских кимберлитов, варьирующими в интервале 0.8-1.4 млн. лет [Богатиков и др., 2004; Костровицкий и др., 2007; Лапин и др., 2007]. Вовлечение в образование кимберлитов Накынского поля компонента ЕМІ вероятно связано с деламинацией метасоматизированного основания архейской кратонной литосферы в области ее сочленения с палеопротерозойской литосферой Акитканского орогенного пояса, утоненной во время рифейского рифтогенеза. Этим объясняются низкие концентрации HFS-элементов и повышенные содержания низкозарядных LIL-элементов в накынских кимберлитах. Переходная зона от Вилюйского рифта к кратону характеризуется латеральными вариациями термореологической структуры и мощности литосферы, которые отражаются на ее прочности. Согласно численным экспериментам [Burov et al., 2007] в таких переходных зонах при плюмлитосферном взаимодействии на границе кратона и области с относительно тонкой литосферой возникает слэбоподобная нестабильность, сопровождаемая возвратным нисходящим потоком плюмового материала с фрагментами деламинировнной литосферной мантии. Подобная нестабильность может инициировать и усиливать мантийное плавление с того момента, когда литосферный материал вступает в контакт с горячей мантией. Близость кимберлитов Накынского поля к кратонному обрамлению рифтовой системы и их геохимическая специализация предполагают преобладающее участие в генерации кимберлитовых выплавок деламинированной и обедненной Th, U, Nb, Ta, Ce,  $\Sigma P33$  литосферной мантии на глубине 300-350 км.

Кимберлиты Мирнинского поля, более отдаленные от кратонного обрамления Вилюйского рифта, согласно изотопным и геохимическим данным сформировались из метасоматически переработанной деплетированной мантии. Обогащение мантийного источника мирнинских кимберлитов редкими и рассеянными элементами под действием флюидов или расплавов, связанных с плюмом, происходило незадолго перед выплавлением кимберлитовых магм. Кратковременность этого события позволяет сохранить в источнике кимберлитов Мирнинского поля изотопные метки "дометасоматической" деплетированной мантии. В целом пространственно-временное сопряженность среднепалеозойского кимберлитового и базитового магматизма и собственно рифтогенез в его структурном выражении на рассматриваемой территории предопределялись разной реакцией стабильных раннедокембрийских кратонных блоков, граничащих с утоненной литосферой в результате предшествующих тектоно-термальных событий, на вещественное и термомеханическое воздействие среднепалеозойского плюма.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- 1. Богатиков О.А., Кононова В.А., Голубева Ю.Ю. и др. Петрогеохимические и изотопные вариации состава кимберлитов Якутии и их причины // Геохимия. 2004. № 9. С. 915–939.
- Киселев А.И., Ярмолюк В.В. Егоров К.Н. и др. Среднепалеозойский базитовый магматизм северозападной части Вилюйского рифта: состав, ис-

ВУЛКАНИЗМ И ГЕОДИНАМИКА, Екатеринбург, ИГГ УрО РАН, 2011

точники, геодинамика // Петрология, 2006. № 6. С. 660–682.

- Костровицкий С.И., Морикио Т., Серов И.В. и др. Изотопно-геохимическая систематика кимберлитов Сибирской платформы // Геология и геофизика, 2007. Т. 48. № 3. С. 350–371.
  Лапин А.В., Толстов А.В., Антонов А.В. Изотоп-
- 4. Лапин А.В., Толстов А.В., Антонов А.В. Изотопный состав Sr- и Nd- кимберлитов и конвергентных с ними пород Сибирской платформы // Докл. АН. 2007. Т. 414. № 1. С. 78–82.
- 5. Кононова В.А., Голубева Ю.Ю., Богатиков О.А.

и др. Изотопная (Sr, Nd, Pb) и геохимическая (ICP-MS) гетерогенность кимберлитов Якутской провинции // Петрология. 2005. Т. 13. № 3. С. 227–252.

- Парфенов Л.М., Кузьмин М.И. (ред.). Тектоника, геодинамика и металлогения территории республики Саха (Якутии). М.: МАИК. "Наука/Интерпериодика". 2001. 627 с.
  Burov E., Guillou-Frottier L., D'Acremont E. et al.
- Burov E., Guillou-Frottier L., D'Acremont E. et al. Plume head-lithosphere interaction near intra-continental plate bounderis // Tectonophysics. 2007. V. 434. Is. 1–4. P. 15–38.

### — IV. 4. ВНУТРИПЛИТНЫЙ ВУЛКАНИЗМ 🛛 =

# ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ ПАРАМЕТРЫ ВНУТРИПЛИТНОГО КАЙНОЗОЙСКОГО БАЗАЛЬТОВОГО МАГМАТИЗМА ЮЖНО-БАЙКАЛЬСКОЙ ВУЛКАНИЧЕСКОЙ ОБЛАСТИ

### © 2011 г. В. А. Симонов, С. В. Ковязин

Институт геологии и минералогии СО РАН, г. Новосибирск, simonov@igm.nsc.ru

Кайнозойский внутриплитный базальтовый магматизм Сибири и Монголии (Южно-Байкальская и Южно-Хангайская вулканические области) привлекает к себе пристальное внимание многих ученых. Большое значение имеют исследования условий формирования базальтовых комплексов с помощью расплавных включений [Наумов и др., 2003; Кудряшова, Ярмолюк, 2004; Симонов и др., 2008, 2010; и др.]. В последнее время получены новые данные о физико-химических параметрах петрогенезиса базальтов Южно-Байкальской области в результате исследования включений в оливинах из кайнозойских долеритовых порфиритов Восточного Саяна.

Эксперименты с расплавными и флюидными включениями проводились в Институте геологии и минералогии СО РАН с использованием микрокриокамеры и термокамеры с инертной средой [Соболев, Слуцкий, 1984; Симонов, 1993]. Стекла закаленных гомогенизированных включений анализировались на рентгеновском микроанализаторе Сатеbах-Місго в Институте геологии и минералогии СО РАН. Содержания редких и редкоземельных элементов определены на ионном микроанализаторе IMS-4f в Институте микроэлектроники РАН по методике [Соболев, 1996].

Наиболее представительные данные были получены в ходе исследования включений в оливинах из базальтовых образцов, отобранных на правом берегу р. Ока в 3 км выше устья р. Боксон (Восточный Саян). Первичные расплавные включения (5-50 мкм) располагаются по зонам роста и в центре вкрапленников оливина. Включения многофазовые: светлые (плагиоклаз) и темные (клинопироксен) кристаллики + серое стекло с мелкими темными фазами + газовые пузырьки. В тесной ассоциации с расплавными находятся сингенетичные им объемные округлые преимущественно флюидные включения. Эксперименты в термокамере свидетельствуют о том, что полностью гомогенными расплавные включения становятся при температурах 1220-1250°С. Криометрические исследования показали, что флюидные включения замерзают около -90°С. При подъеме температуры в ходе экспериментов около -56.5 - -54.5°С содержимое включений резко преобразуется в соотношение газ – жидкость. Таким образом выясняется, что включения заполнены углекислотой, т.к. полученные температурные характеристики практически соответствуют тройной точке  $CO_2$ . При дальнейшем повышении температуры гомогенизация газового пузырька в жидкость наблюдается около +21°C. По диаграмме фазового состояния  $CO_2$  можно установить плотность углекислоты, которая составляет около 0.77 г/см<sup>3</sup>. Учитывая, что расплавные включения становятся гомогенными в интервале температур 1220–1250°C, то давление флюида в расплаве, рассчитанное с помощью включений, содержащих углекислоту, при этих температурах варьирует от 4.6 до 5 кбар.

Исследования стекол гомогенизированных расплавных включений в оливинах из кайнозойских базальтов Восточного Саяна показали, что по соотношению суммы щелочей и SiO<sub>2</sub> они располагаются на границе субщелочных и щелочных серий, с преобладанием щелочных характеристик. По соотношению MgO (до 10 мас. %) и SiO<sub>2</sub> (44.8–47.5 мас. %) большая часть включений соответствует оливиновым базальтам. Включения обладают высокими содержаниями титана (2.8-3.7 мас. %), характерными для внутриплитных плюмовых базальтов океанических островов (OIB). Устанавливается эволюция расплавов с накоплением щелочей,  $Al_2O_3$  и увеличением железистости на фоне роста SiO<sub>2</sub>. Можно выделить две группы включений: с ростом (от 9.2 до 10.5 мас. %) и падением (от 8.4 до 5.6 мас. %) FeO. Для последних характерны минимальные (5.7 мас. %) концентрации MgO и тесная ассоциация с включениями в оливинах из кайнозойских базальтов района р. Джида (Южно-Байкальская вулканическая область, Монголия) [Кудряшова, Ярмолюк, 2004]. На вариационных диаграммах Харкера точки составов включений в оливинах Восточного Саяна отличаются от данных по включениям в тех же минералах из кайнозойских базальтов Монголии (Хангайское нагорье и Южно-Байкальская область) более примитивными составами с минимальными значениями SiO<sub>2</sub>.

Анализ расплавных включений в оливинах на ионном зонде позволил получить информацию о содержании редких, редкоземельных элементов и воды в кайнозойских базальтовых магматических системах Восточного Саяна. Соотношения в расплавных включениях редких элементов, устойчивых при вторичных процессах (Zr, Y, Nb), свидетельствуют о плюмовом источнике рассматриваемых магматических систем. В частности, на диаграмме Nb/Y – Zr/Y точки составов включений располагаются в полях плюмовых базальтов типа OIB. По характеру распределения редкоземельных элементов (отрицательный наклон спектров с резким накоплением легких лантаноидов) расплавные включения в оливинах Восточного Саяна совпадают с данными для включений и стекол (с содержанием SiO<sub>2</sub> 40-54 мас. %) из эффузивов континентальных горячих точек [Наумов и др., 2010], а также хорошо согласуются с графиками щелочных базальтов Гавайских островов. Прямой анализ летучих компонентов в расплавных включениях свидетельствует о незначительных содержаниях воды (0.12-0.13 мас. %) в базальтовых расплавах.

Сравнивая полученную информацию с результатами изучения других внутриплитных базальтовых комплексов Центральной Азии [Кудряшова, Ярмолюк, 2004; Симонов и др., 2008, 2010], видим, что расплавные включения в оливинах из базальтов Восточного Саяна, района р. Джида (Южно-Байкальская область), Хангайского нагорья и Тянь-Шаня по основным петрохимическим и геохимическим характеристикам хорошо согласуются между собой и соответствуют в целом плюмовым внутриплитным магматическим системам.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проект № 11–05–00461).

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

 Кудряшова Е.А., Ярмолюк В.В. Состав и источники первичных расплавов лавовых "рек" позднекайнозойской Южно-Байкальской вулканической области (данные изучения расплавных включений) // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Вып. 2. Иркутск: Изд-во Института географии СО РАН. 2004. Т. 1. С. 194–196.

- 2. Наумов В.Б., Коваленко В.И., Дорофеева В.А., Гирнис А.В., Ярмолюк В.В. Средний состав магматических расплавов главных геодинамических обстановок по данным изучения расплавных включений в минералах и закалочных стекол пород // Геохимия. 2010. № 12. С. 1266–1288.
- Наумов В.Б., Портнягин М.В., Толстых М.Л., Ярмолюк В.В. Состав магматических расплавов Южно-Байкальской вулканической области по данным изучения включений в оливинах трахибазальтов // Геохимия. 2003. № 3. С. 243–253.
- 4. Симонов В.А. Петрогенезис офиолитов (термобарогеохимические исследования). Новосибирск: Изд-во ОИГГМ СО РАН 1993. 247 с.
- Симонов В.А., Дягилев Г.С., Деев Е.В., Ковязин С.В. Физико-химические особенности кайнозойских базальтовых расплавов Хангайского нагорья // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Иркутск: Институт земной коры СО РАН. 2008. Т. 2. С. 92–93.
- Симонов В.А., Кудряшова Е.А., Ковязин С.В., Ярмолюк В.В. Петрогенезис внутриплитных базальтовых комплексов Центральной Азии (данные по расплавным включениям) // Магматизм и метаморфизм в истории Земли: Тезисы докл. XI Всеросс. петрограф. совещ. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН. 2010. Т. 2. С. 234–235.
- Соболев А.В. Включения расплавов в минералах как источник принципиальной петрологической информации // Петрология. 1996. Т. 4, № 3. С. 228–239.
- Соболев А.В., Слуцкий А.Б. Состав и условия кристаллизации исходного расплава сибирских меймечитов в связи с общей проблемой ультраосновных магм // Геология и геофизика. 1984. № 12. С. 97–110.

### — IV. 4. ВНУТРИПЛИТНЫЙ ВУЛКАНИЗМ 🛛 =

# МЕЗОЗОЙСКАЯ АРКТИЧЕСКАЯ ПРОВИНЦИЯ ВНУТРИПЛИТНОГО МАГМАТИЗМА И ЕЁ РОЛЬ В ПРОЦЕССЕ ОКЕАНООБРАЗОВАНИЯ

### © 2011 г. Н. И. Филатова

Геологический институт РАН, Москва, filatova@ilran.ru

Проблема генезиса Северного Ледовитого океана (СЛО), равно как и масштабы распространения в этом Циркумполярном регионе океанической и континентальной типов коры, в последние годы привлекает внимание многих ученых [Коваленко и др., 2009; Кораго и др., 2010; Филатова, Хаин, 2009; Шипилов, 2008 и многие другие], однако однозначного ответа она пока не имеет. Один из аспектов решения этой проблемы – синтез информации о мезозойском магматизме внутриплитного типа (WPB) Циркумполярного региона (в совокупности с геохронологическими и геофизическими данными), выяснение генезиса этого магматизма, а также его роли в раскрытии в пределах позднепалеозойского суперконтинента Пангея котловин современного Северного Ледовитого океана.

Условия обнаженности определяют дискретномозаичный характер выходов мезозойских пород WPB типа в рассматриваемом регионе. Однако в целом они составляют обширную Арктическую магматическую провинцию, которая в современной структуре образует широкую шельфовую оторочку СЛО и проявлена на его хребтах-поднятиях (рис. 1). Идентификации полей распространения магматических пород провинции помогает характерный мелко-мозаичный, ячеистый тип аномалий магнитного поля [Verhoef et al., 1996], соответствующий вулканическим постройкам центрального типа.

Породы Арктической магматической провинции, судя по K-Ar и <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar датировкам, накапливались с ранней юры по ранний альб включительно (191–105 млн. лет) [Карякин и др., 2010; Кораго и др., 2010, Шипилов, 2004 и другие] с максимальной продуктивностью мезозойского магматизма в интервале поздняя юра-ранний мел. Эти породы вскрываются в западной и северной Гренландии, на шельфе Баренцева моря, в архипелагах Шпицберген, Земля Франца-Иосифа, Новая Земля. Восточнее юрско-меловой WPB магматизм прослеживается на шельфах Восточно-Сибирского, Чукотского и Бофорта морей, а также в пределах Свердрупского бассейна, в хр. Альфа и предполагается на других поднятиях СЛО, включая хр. Ломоносова. Пример архипелага Земля Франца-Иосифа, где обнаружены множественные сближенные выходы юрско-меловых базальтов, позволяет предполагать,

что эти породы слагают достаточно протяженные (десятки километров) лавовые плато, образованные пакетами потоков со столбчатой отдельностью, сочетающиеся с дайками и силлами.

В Западной Арктике, в Гренландии известны [Larsen, 2007] дайки и силлы щелочных долеритов с датировками 166–150, 144–133 и 120–100 млн. лет. На шельфе Баренцева моря силлы базальтов, долеритов и габбро-диабазов Арктической провинции (датированные в интервале 159–105 млн. лет) приурочены к субширотной системе грабенов [Шипилов, 2004] и к Южно-Баренцевскому бассейну. Базальты и долериты арх. Земля Франца-Иосифа формировались в течение двух этапов – нижнеюрского и позднеюрского-аптского, а в целом в интервале 191–124 млн. лет [Карякин и др., 2010]. На арх. Новая Земля Арктическая магматическая провинция представлена дайками долеритов [Кораго и др., 2010].

Породы западной части этой провинции аналогичны трапповым формациям и включают безоливиновые толеиты, близкие MORB, а также оливинсодержащие щелочные, высокотитанистые (более 3 вес. %) Fe-Ti базальты. Благодаря умеренным величинам <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr и относительно низким значениям <sup>147</sup>Nd/<sup>146</sup>Nd базальты арх. Земля Франца-Иосифа близки к конечному изотопному члену EMII, тяготея к ореолам о-вов Самоа и Маркизских плюмовой природы. Фигуративные точки пород арх. Земля Франца-Иосифа близки к значениям EMII и на диаграммах соотношений изотопов Pb, размещаясь в области обогащенных составов DUPAL [Кораго и др., 2010; Левский и др., 2006 и др.].

В Восточной Арктике юрские-нижнемеловые магматические породы Арктической провинции установлены на островах Восточно-Сибирского, Чукотского, Бофорта морей, а также в Свердрупском бассейне. По всему континентальному обрамлению Канадского бассейна – Евразийскому и Североамериканскому – протягивается система грабенов (Бэнкс, Кугмаллит, Динкум и др.), в разрезе которых на трех уровнях установлены базальты, датированные в диапазоне 131–100 млн. лет [Хаин и др., 2009 и другие]. В архипелаге Де Лонга Восточно-Сибирского моря обнаружены нижнемеловые щелочные базальтоиды с К-Аг-датировками 124– 106 млн. лет [Silantiev et al., 2004]. Эти вулканиты



**Рис. 1.** Схема размещения юрско-меловых магматических пород внутриплитного (WPB) типа Арктической магматической провинции.

1 – площади дискретного распространения юрско-меловых магматических пород WPB типа, предполагаемые по геологогеофизическим данным (не исключено, что они присутствуют и в северной части Канадского бассейна); 2 – те же породы, вскрытые на островах и в буровых скважинах. Остальные условные обозначения даны [Филатова, Хаин, 2009]. Бассейны Северного Ледовитого океана, возникшие в пределах суперконтинента Пангеи (прямой и косой кресты – соответственно кора мощная и растянутая, утоненная): юрско-меловой океанический Канадский, позднемеловые-раннекайнозойские океанический Макарова (1) и шельфовый Подводников (2), кайнозойский океанический Еразийский. Остальные цифры в кружках – поднятия, хребты: 4 – Альфа, 5 – Менделеева, 6 – Чукотское-Нортвинд

по высокому содержанию титана, суммарного железа, недосыщенности и слабой дифференцированности по кремнезёму, обогащённости некогерентными элементами относятся к Fe-Ti базальтам WPB типа и весьма близки по этим параметрам к базальтам архипелага Земля Франца-Иосифа. По величинам изотопов Sr и Nd они сходны с наиболее деплетированными OIB Маркизских о-вов, связанных с Тихоокеанским суперплюмом. В результате магматического диапиризма в арх. Де Лонг сформирован обширный меловой купол [Хаин и др., 2009, Хаин, 2011], отраженный концентрически дуговыми аномалиями магнитного и гравиа-полей. Меловые породы WPB типа Арктической магматической провинции обнаружены при драгировании и в хр. Альфа. В совокупности они составляют здесь ассоциацию толеитов-ферробазальтов-щелочных базальтов [Williamson, Larsen, 2007]. Аналогичные базиты, по геофизическим данным, предполагаются в хребтах Ломоносова и Менделеева и вполне вероятны на Чукотском бордерленде, составляя в целом единое поле с вулканитами Новосибирских о-вов и архипелага Де Лонга евразийского шельфа полярных морей.

Изотопно-геохимический состав пород мезозойской Арктической магматической провинции типичен для вулканических островов (OIB) и поднятий области аномальной мантии DUPAL Индийского и Тихого океанов, возникшей под воздействием нижнемантийного апвеллинга, в частности, Тихоокеан-

ского суперплюма. Это дает возможность предположить действие в мезозое в высоких широтах Арктического нижнемантийного плюма, проекцией которого на поверхности и является одноименная провинция магматизма. Продуктивность плюма, судя по изменению объема магматических пород, возрастала от ранней юры к среднему мелу, достигнув максимума в барреме- апте. Этому соответствовало, вероятно, приближение к поверхности широкой части "головы" плюма, что привело к увеличению во времени площади Арктической магматической провинции. Магматизм этой провинции начал проявляться в Циркумполярном регионе в пределах мощной континентальной коры Пангеи с ранней юры, инициировав здесь начальный процесс рифтогенеза и грабенообразования. В поздней юре-апте усиление плюмовой активности (отраженной увеличением продуктов магматизма) привело к расколу в этом регионе суперконтинента Пангея и трансформировало рифтогенез в процесс спрединга с образованием Канадской котловины - первого океанического бассейна современного СЛО. Канадский бассейн представляет крайнее, северное окончание Атлантического океана и синхронен начальным стадиям раскрытия Центральной Атлантики. В совокупности они наметили общий линейный тренд будущей системы мезозойско-кайнозойских спрединговых хребтов Атлантики. нарушивших палеозойскую Пангею. Раскрытие Атлантического океана обычно связывается с эпизодически проявляющимся нижнемантийным Африкано-Атлантическим суперплюмом. Дискретно-пунктирное, сегментное возникновение спрединговых хребтов Атлантики свидетельствует, по-видимому, о дискретном во времени и пространстве проявлении обособленных нижнемантийных плюмов, генетически связанных с Африкано-Атлантическим суперплюмом. Следовательно, можно предположить, что в ходе раскрытия Атлантического океана действовала система сопряженных плюмов, один из которых - Арктический - стал причиной возникновения в мезозое наиболее северного сегмента Атлантики – Канадского океанического бассейна.

Таким образом, Арктическая магматическаяй провинция мезозоя является индикатором функционирования одноименного нижнемантийного плюма, динамика которого вначале обусловила грабенообразование в пределах Циркумполярного участка Пангеи, а затем – на рубеже юры и мела – привела к появлению наиболее раннего Канадского океанического бассейна СЛО. Данные геохронологии показывают, что магматизм этой провинции сопровождал все стадии начального процесса образования СЛО – от континентального рифтогенеза до стадии наращивания океанической коры.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Карякин Ю.В., Скляров Е.В., Травин А.В., Шипилов Э.В. Возраст и состав центральной и юго-западной частей архипелага Земля Франца-Иосифа // Тектоника и геодинамика складчатых поясов и платформ фанерозоя: Мат-лы. XLIII Тект. совещ. М.: ГЕОС. 2010. Т. 1. С. 293–301.
- Коваленко В.И., Ярмолюк В.В., Богатиков О.А. Современный суперконтинент Северного полушария Земли (Северная Пангея): магматическая и геодинамическая эволюция // Докл. РАН. 2009. Т. 424. № 3. С. 354–358.
- Кораго Е.А., Евдокимов А.Н., Столбов Н.М. Позднемезозойский и кайнозойский базитовый магматизм северо-запада континентальной окраины Евразии. Спб.: ВНИИ Океанология, 2010. 174 с.
- Левский Л.К., Столбов Н.М., Богомолов Е.С. и др. Sr-Nd-Pb изотопные системы базальтов архипелага Франца-Иосифа // Геохимия. 2006. № 4. С. 365–376.
- 5. Филатова Н.Й., Хаин В.Е. Структуры Центральной Арктики и их связь с мезозойским плюмом // Геотектоника. 2009. № 6. С. 24–51.
- Хаин В.Е., Филатова Н.И., Полякова И.Д. Тектоника, геодинамика и перспективы нефтегазоносности Восточно-Арктических морей и их континентального обрамления. М.: Наука, 2009. 207 с.
- Хаин В.Е. (ред.) Тектоническая карта Восточной Арктики. Масштаб 1: 2500000 ГИН РАН, ИНГГ СО РАН, 2011. 2 листа.
- Шипилов Э.В. К тектоно-геодинамической эволюции континентальных окраин Арктики в эпохи молодого океанообразования // Геотектоника. 2004. № 5. С. 26–52.
- 9. Шипилов Э.В. Генерация спрединговых впадин и стадии распада Вегенеровской Пангеи в геодинамической эволюции Арктического океана // Геотектоника. 2008. № 2. С. 32–54.
- 10. Larsen L.M. The onshore-ofshore connection: dyke swarms on West Greenland as indicators of tectonic events during stretching and basin formation / Abstracts and Proceedings. Soc. Norway. Oslo, 2007. P. IO-041.
- 11. Silantiev S.A., Bogdanovskii O.G., Fedorov P.I. et al. Intraplate magmatism of the De Long Islands: a response to the propagation of the ultraslow-spreding Gakkel Ridge into the passive continental margin in the Laptev Sea // Rus. J. Earth Sci. 2004. V. 6. N 3. P. 39–47.
- 12. Verhoef V., Macnab R., Roest W. et al. Arctic and North Atlantic Oceans and adjacent land areas magnetic anomalies. Sheets 1: 10000000 scale / Geol. Soc. Canada. 1996.
- Williamson M.-C., Larsen L.M. Geochemistry of volcanic rocks recovered during the 1983 Canadian experiment to study the Alpha Ridge, Arctic Ocean // Abstracts and Proceedings. Soc. Norway. Oslo, 2007. P. ISP-081
= IV. 5. ВУЛКАНИЗМ СЛОЖНЫХ ГЕОТЕКТОНИЧЕСКИХ ОБСТАНОВОК 💷 —

## ВНУТРИПЛИТОВЫЕ И СУБДУКЦИОННЫЕ ИСТОЧНИКИ ДЕВОНСКОГО МАГМАТИЗМА АЛТАЕ-САЯНСКОЙ РИФТОВОЙ ОБЛАСТИ

## © 2011 г. А. А. Воронцов

Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, Иркутск, voron@igc.irk.ru

В ранне-среднедевонский этап развития югозападного складчатого обрамления Сибирской платформы была сформирована Алтае-Саянская рифтовая область (АСРО) (рис. 1). В ее пределах проявился интрузивно-эффузивный магматизм, существенная роль в котором принадлежала базальтовым излияниям. По многим своим параметрам эта область соответствует крупным внутриплитовым изверженным провинциям, образующимся, подобно Эфиопско-Красноморской [Rogers et al., 2000] или Вилюйской рифтовым системам [Киселев и др., 2007], в условиях регионального растяжения над мантийными плюмами [Kuzmin at al., 2010]. К числу таких параметров относятся ее изометричная форма, структурный рисунок распределения впадин, типичный для тройных соединений грабенов (triple-junction, по [Burke, Dewey, 1973]), большая площадь (более 300 000 км<sup>2</sup>) распространения магматических пород и их большой объем, наличие протяженных силлов и дайковых поясов и широкое распространение магматических ассоциаций (высокотитанистые базальты, нефелиниты и фонотефриты, трахиты, трахириолиты, комендиты с тешенитами, тералитами, сиенитами и щелочными гранитами), типичных для областей внутриплитного магматизма. В то же время, как показы-



**Рис.** 1. Закономерности проявления девонского магматизма в сложной геодинамической обстановке в пределах юго-западного обрамления среднепалеозойского Сибирского континента (составлена на основе материалов [Лучицкий, 1960; Государственная ..., 1973]).

АСРО – Алтае-Саянская рифтовая область, 1 – 4 – прогибы и грабены рифтовой области: 1 – Тувинский, 2 – Кропоткина, 3 – Минусинские, 4 – Северо-Западной Монголии.



**Рис. 2.** График нормированного распределения редких и редкоземельных элементов в базитах Алтае-Саянской рифтовой области. Нормировано по [Sun, McDonough, 1989].

Базиты: 1 – Минусинского прогиба, умереннотитанистые; 2–3 – Тувинского прогиба: 2 – умереннотитанистые, 3 – высокотитанистые; 4–5 – Кропоткинского грабена: 4 – умереннотитанистые, 5 – высокотитанистые, 6–7 – грабенов Северо-Западной Монголии: 6 – умереннотитанистые (хр. Монгольский Алтай), 7 – высокотитанистые (хр. Хан-Хухей). Жирные линии – спектры составов ОІВ и N-MORB по [Sun, McDonough, 1989], ІАВ по [Гриб и др., 2009].

вает анализ геологической истории развития Сибири, образование АСРО было связано с заложением и эволюцией ранне-среднепалеозойских систем конвергентных границ и происходило в пределах активной окраины Сибирского континента, формировавшейся при наращивании континентальной литосферы в направлении с востока на запад [Добрецов 2003; Ярмолюк, Коваленко, 2003]. Это подтверждается присутствием во многих районах АСРО субщелочных дифференцированных ассоциаций, включающих умереннотитанистые базальты, андезибазальты, трахиандезиты и трахиты. Они распространены вдоль края палеоконтинента, и обладают геохимическими характеристиками, типичными для надсубдукционных обстановок, что позволяет связать их образование с развитием активной континентальной окраины. Формирование АСРО в подобной обстановке отразилось на составе магматических источников, участвовавших в магматизме области [Воронцов и др., 1997, 2010; Воронцов, Сандимиров, 2010; Лавренчук и др., 20041.

Целью настоящей работы является характеристика мантийных источников магматизма ACPO и реконструкция геодинамических механизмов их вовлечения в процесс рифтогенеза. В основу работы положены результаты систематических геохимических и изотопных (Sr, Nd) исследований состава базитов Минусинской и Тувинской системы прогибов, грабенов Хан-Хухей (Северо-Западная Монголия) и Кропоткина (Восточный Саян).

#### ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ И ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ БАЗИТОВ АСРО

В строении магматических ассоциаций всех рассмотренных рифтовых структур АСРО ведущей разновидностью пород являются базальты, трахибазальты и андезибазальты, а также базаниты и фонотефриты. Такие породы имеют мантийное происхождение, что позволяет оценить составы мантийных источников рифтогенного магматизма практически по всей площади АСРО.

Составы пород варьируют по кремнезему в диапазоне 43-55 мас. % SiO2 и соответствуют натриевой (Na<sub>2</sub>O/K<sub>2</sub>O > 4) и калиево-натриевой  $(4 > Na_2O/K_2O > 1)$  субщелочным сериям. По содержанию TiO<sub>2</sub> породы разделяются на умереннотитанистую (TiO<sub>2</sub> от 1.1 до 2.5 мас. %) и высокотитанистую (TiO<sub>2</sub> от 2.5 до 4.2 мас. %) подгруппы, которые, распространены во всех вулканических ареалах за исключением Минусинского прогиба. В пределах последнего базиты соответствуют только умереннотитанистой подгруппе. По сравнению с N-MORB базиты области в целом обогащены редкими литофильными элементами, в том числе редкоземельными (рис. 2). Высокотитанистые базиты выделяются положительной Ta-Nb аномалией (La/Nb ~ 0.9), относительно обогащены LREE (La/Yb<sub>N</sub> > 10) и по геохимическим параметрам близки к базальтам типа OIB. В отличие от них, умереннотитанистые базиты в основном обеднены высокозарядными некогерентными элементами Th,



**Рис. 3.** Изотопный состав базитов Алтае-Саянской рифтовой области на диаграмме  $\varepsilon$ Sr(T) –  $\varepsilon$ Nd(T), где T = 390 млн. лет.

Измерения проводились в изотопных лабораториях Центра коллективного пользования ИНЦ СО РАН и ИГЕМ РАН на масс-спектрометрах Finnigan MAT-262 и Sector-54 соответственно. Условные обозначения см. рис. 2.

U, Nb, Ta (La/Nb = 1.2–2.2), в меньшей степени – Zr и Hf, а также легкими редкоземельными элементами (La/Yb<sub>N</sub> < 7), но обогащены Ba. Подобные черты состава умереннотитанистых базитов сближают их с породами типа IAB, сформированными в субдукционных обстановках [Ryerson, Watson, 1987].

Геохимические параметры базитов АСРО отличаются явно выраженной неоднородностью, которая, очевидно, отражает не только гетерогенный характер мантийных источников, участвовавших в образовании рифтовой области, но и закономерное их распределение в основании региона. Так, наиболее заметные вариации состава пород, связанные с возрастанием доли источника типа ОІВ в составе магм, происходят в восточном направлении, т. е. от границы палеоконтинента вглубь его. В этом направлении происходит увеличение общей щелочности базитов и содержания в них титана и редких литофильных элементов, прежде всего, Th, U, Nb, Ta, а также рост легких REE относительно тяжелых.

# ИЗОТОПНЫЕ ИСТОЧНИКИ МАГМАТИЗМА АСРО

Дополнительную характеристику изменчивости состава источников расплавов в пределах АСРО дают изотопные данные, представленные на графике  $\epsilon Sr(T) - \epsilon Nd(T)$  (рис. 3). Точки составов базитов здесь группируются в линейно вытянутые тренды, веерообразно расходящиеся от области мантийных

источников DM и PREMA и распределенные между трендом, параллельным оси єSr(T), и трендом, параллельным последовательности составов мантийных пород в океанах (иначе, линии мантийной корреляции). Наличие этих трендов позволяет распознать три источника расплавов. Один из них, близкий по параметрам к мантии типа DM и PREMA, является общим компонентом всех наблюдаемых трендов вариаций изотопных составов, независимо от положения соответствующих ассоциаций в строении области. Этот компонент преобладает в составе высокотитанистых базальтов с геохимическими характеристиками обогащенных мантийных источников типа OIB, и его, по-видимому, следует рассматривать как плюмовый источник.

Два других источника расплавов обогащены радиогенным стронцием. Вероятно, они связаны с субдукционными процессами, так как они доминировали при образовании умереннотитанистых базальтов, для которых характерны геохимические метки (прежде всего, Та и Nb минимумы), типичные для пород вулканических дуг. Один из них был резко обеднен REE, поэтому его участие в образовании пород влияло только на изменение изотопного состава Sr и практически не отразилось на изотопном составе Nd, определив, таким образом, горизонтальный характер вариаций составов на графике. Появление компонента, обогащенного <sup>87</sup>Sr и резко обедненного REE, может быть объяснено вовлечением в зону субдукции карбонатного материала, который характеризуется высокими содержания-

ми Sr, повышенными отношениями  ${}^{87}$ Sr/ ${}^{86}$ Sr ~ 0.708 (для морских карбонатов раннего девона [Berke et al., 1982]) и низкими содержаниями REE. Влияние этого компонента наиболее заметно в породах западной, приближенной к краю палеоконтинента частях АСРО, а именно, в породах Тувинского прогиба и грабенов Северо-Западной Монголии. Другой компонент был относительно обогащен LREE и характеризовался отрицательными значениями єNd(T), поэтому его участие в источнике расплавов нашло отражение в ориентировке трендов, параллельных линии мантийной корреляции. Участие этого компонента более заметно в структурах, удаленных вглубь континента и, в частности, зафиксировано в составе высокотитанистых базальтов Кропоткинского грабена и базитов Минусинских впадин. Этот изотопный компонент может быть оценен на основе данных об изотопном составе неодима базальта ( $\epsilon Nd(T) = -5.1$ ) и стронция  $\epsilon Sr(T) = 36.90$ , который занимает правую нижнюю позицию на изотопной диаграмме (рис. 3). Такой состав породы допускает участие в ее образовании субстрата, характеризующегося мезопротерозойским модельным изотопным возрастом (T<sub>Nd</sub>(DM)~1.6 млрд. лет). Это может быть как терригенный материал, вовлеченный в зону субдукции, так и контаминированный литосферный материал.

#### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Геологические данные свидетельствуют о проявлении девонского магматизма АСРО в обстановке регионального растяжения, которая привела к образованию многочисленных грабенов, относительно равномерно рассредоточенных по площади при разной их ориентировке. Подобная обстановка типична для крупных изверженных провинций, формирующихся на сводовых поднятиях и характеризующихся радиально расходящимся рисунком основных структурных элементов, в том числе в виде тройных сочленений наиболее крупных грабенов. Однако, в отличие от таких изверженных провинций, магматизм АСРО выделяется вариациями состава, которые свидетельствуют об участии в его формировании наряду с внутриплитными источниками типа OIB, источников с характеристиками IAB, обычных для магматизма конвергентных границ.

Эти отличия вполне согласуются с образованием ACPO в сложной геодинамической обстановке, обусловленной перекрытием активной окраиной Сибирского континента крупного мантийного плюма. Состав плюма определяли умеренно-обогащенные мантийные компоненты, отвечавшие источникам OIB. Его воздействие на литосферу привело к образованию многочисленных грабенов, а также к проявлению крупнообъемного магматизма, в источниках которого, наряду с мантией плюма вовлекалось вещество мантийного клина и, вероятно, литосферный материал.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- 1. Воронцов А.А., Ярмолюк В.В., Иванов В.Г., Сандимирова Г.П., Пахольченко Ю.А. Источники базитовых расплавов девонских бимодальных рифтогенных магматических ассоциаций Центральной Азии (на основе данных о редких элементах и изотопах стронция в базитах северо-западной Монголии) // Петрология. 1997. Т. 5. № 3. С. 236–252.
- 2. Воронцов А.А., Сандимиров И.В. Девонский вулканизм хребта Кропоткина (Восточный Саян) и источники базитов: геологические, геохимические и изотопные Sr-Nd данные // Геология и геофизика. 2010. Т. 51. № 8. С. 833–845.
- Воронцов А.А., Ярмолюк В.В., Федосеев Г.С., Никифоров А.В., Сандимирова Г.П. Изотопно-геохимическая зональность магматизма девонской Алтае-Саянской рифтовой области: к оценке состава и геодинамической природы мантийных магматических источников // Петрология. 2010. Т. 18. № 6. С. 45–58.
- Государственная геологическая карта СССР (новая серия). Масштаб 1:1 000 000. Мингео СССР. Москва. 1973.
- 5. Гриб Е. Н., Леонов В.Л., Перепелов А.Б. Геохимия вулканических пород Карымского вулканического центра // Вулканология и сейсмология. 2009. № 6. С. 3–25.
- Добрецов Н.Л. Эволюция структур Урала, Казахстана, Тянь-Шаня и Алтае-Саянской области в Урало-Монгольском складчатом поясе // Геология и геофизика. 2003. Т. 44. № 1–2. С. 5–27.
- Киселев А.И., Ярмолюк В.В., Никифоров А.В., Егоров К.Н. Состав и источники вулканизма Вилюйского рифта // Доклады Академии Наук. 2007. Т. 414. № 6. С. 798–804.
   Лавренчук А.В., Изох А.Э., Поляков Г.В., Метел-
- Лавренчук А.В., Изох А.Э., Поляков Г.В., Метелкин Д.В., Михальцов Н.Э., Травин А.В. Черносопкинский тешенит-сиенитовый комплекс северозападной части Восточного Саяна – одно из проявлений раннедевонского плюмового магматизма // Геология и геофизика. 2004. Т. 45. № 6. С. 663–677.
- Лучицкий И.В. Вулканизм и тектоника девонских впадин Минусинского межгорного прогиба. М.: Изд-во АН СССР. 1960. 276 с.
- 10. **Ярмолюк В.В., Коваленко В.И.** Глубинная геодинамика, мантийные плюмы и их роль в формировании Центрально-Азиатского складчатого пояса // Петрология. 2003. Т. 11. № 6. С. 556–586.
- 11. Burke K., Dewey D.F. Plume generated triple junctions: key indicators in applying plate tectonics to old rocks // Journal of Geology. 1973. V. 81. № 4. P. 406–433.
- Burke W.H., Denison R.T., Hetherington E.A., Koepnick R.B., Nelson N.F. and Otto J.B. Variation of seawater 87Sr/86Sr throughout Phanerozoic time // Geology. 1982. V. 10. P. 516–519.
- Rogers N.W., Macdonald R., Fitton J.G., George R., Smith M., Barreiro B. Two mantle plumes beneath the East African rift system: Sr, Nd and Pb isotope evidence from Kenia rift basalts // Earth and Planetary Science Letters. 2000. V. 176. P.387–400.

ВУЛКАНИЗМ И ГЕОДИНАМИКА, Екатеринбург, ИГГ УрО РАН, 2011

- 14. Kuzmin M.I., Yarmolyuk V.V., Kravchinsky V.A. Phanerozoic hot spot traces and paleogeographic reconstructions of the Siberian continent based on interaction with the African large low shear velocity province // Earth-Science Review. 2010. V. 102. P. 29–59.
  15. Ryerson F.J., Watson E.B. Rutile saturation in magmas: Implications for Ti-Nb-Ta depletion in island-

arc basalts // Earth and Planetary Science Letters. 1987. V. 86. P. 225–239.

16. Sun S.S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematics of ocean basalts: implications for mantle composition and processes // eds. Saunders A.D., Narry M.J. Magmatism in the Ocean Basins. Geological Society Special Publication. 1989. № 42. P. 313-345.

## = IV. 5. ВУЛКАНИЗМ СЛОЖНЫХ ГЕОТЕКТОНИЧЕСКИХ ОБСТАНОВОК 💳

# ЗОНАЛЬНОСТЬ НОВЕЙШИХ ВУЛКАНИТОВ БОЛЬШОГО КАВКАЗА ЕЕ ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ

© 2011 г. В. М. Газеев\*, А. В. Мясников\*\*, А. Б. Лексин\*, А. Я. Докучаев\*, А. Г. Гурбанов\*

\*Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН gazeev@igem.ru \*\*Государственный астрономический институт им. П.К. Штернберга\_МГУ (ГАИШ МГУ) andreymys@yandex.ru

В плиоценовое и в четвертичное время на Большом Кавказе происходили мощные вулканические извержения. В настоящее время эффузивы этого возраста сохранились (рис. 1) в пределах Эльбрус-Чегемской вулканической области (ЭЧВО), расположенной на территории Кабардино-Балкарии и Ставропольского края; Казбекском вулканическом районе (КВР) на территории Грузии и Южной Осетии; в пределах Терско-Каспийского краевого прогиба на территории Северной Осетии, где для толщи переотложеных эффузивов, именуемых свитой Руах-Дзуар (СРД), вопрос о коренном источнике остается дискуссионным.

Проведено сравнение однотипных по составу вулканитов из разных районов Большого Кавказа (БК) и Предкавказья. Для эффузивов среднего и кислого состава установлены два направления устойчивых изменений содержаний К<sub>2</sub>О и Rb. Первый, субширотный тренд, выявлен при сравнение вулканитов КВР и СРД с ЭЧВО; он обусловлен значительными различиями в составе пород фундамента. Вулканиты КВР и СРД залегают в терригенных отложениях Тетиса и в пределах Терско-Каспийского краевого прогиба, а вулканиты ЭЧВО – в районе, где широко представлен гранитно-метаморфический цоколь центрального сегмента БК. Эта зональность отмечена и для интрузивных образований [Носова и др., 2010]. Второе направление – меридиональное. Оно выявлено при сравнении андезитов, дацитов, риодацитов Казбека и Кельского плато с аналогичными породами СРД, которая расположена значительно севернее, а также андезитов и риоли-



**Рис. 1.** Положение магматических образований, связанных с позднеальпийским вулканизмом, и данные космической геодезии по современным горизонтальным движениям горных масс (по наблюдениям за период 1988–1997 гг., С. Мак Клуски и др., 2000 [Хаин и др., 2010]).

В верхнем левом углу приведены глубины залегания очагов землетрясений за период 2000-2010 гг.

Порода	Казбек и	Кельское	вулканическо	е плато	Свита Руах-Дзуар			
Порода	SiO <sub>2</sub> ,%	K <sub>2</sub> O,%	Na <sub>2</sub> O/K <sub>2</sub> O	Rb, г/т	SiO <sub>2</sub> ,%	K <sub>2</sub> O,%	Na <sub>2</sub> O/K <sub>2</sub> O	Rb, г/т
андезит	58.6-63.0	1.9–2.0	2.3-2.0	51-64	61.8	2.54	1.66	78
дацит	66.2–65.3	1.9–2.0	2.3-2.1	61–65	65.6	3.14	1.19	93
риодацит	69.2	1.9	2.5	68	68.98	2.51	1.84	84
-	Be	рхне-Чеге	мская кальдер	a	Нижне-	Чегемский	вулканически	й район
андезит	62.19	2.45	1.7	75	61.95	3.02	1.4	99
риолит	74.03	4.0	0.9	172	75.51	4.3	0.8	260

Таблица 1. Вариации содержаний K<sub>2</sub>O, Rb, Na<sub>2</sub>O/K<sub>2</sub>O в вулканитах Большого Кавказа

тов Верхне-Чегемской кальдеры (ВЧК) и Нижне-Чегемского вулканического района (НЧВР). В этом направлении фиксируется меньшее, чем в широтном направлении, но устойчивое нарастание содержаний К и Rb, а также Na<sub>2</sub>O/K<sub>2</sub>O (табл. 1). Ранее эта геохимическая тенденция отмечалась при сравнении пород КВР, ЭВЦ с лакколитами района Кавказских Минеральных Вод (КМВ) [Попов и др., 1987].

Появление меридиональной геохимической зональности для крупноионных литофильных элементов трудно объяснить только различиями состава фундамента, и на ней следует остановиться более детально. Альпийская геодинамика БК на заключительном этапе тесно связана с развитием всего Кавказско-Малоазиатского сегмента Альпийско-Гималайского пояса и определяется формированием Красноморского и Аденского рифтов, движением Аравийской плиты и жестким "упором" расположенной на севере Евразийской плиты. Этот этап развития БК описывается как коллизионный типа континент-континент [Phillip et al., 1989] или коллизионный в сочетании с обстановкой горячего внутриплитного поля (плюма?) [Бубнов, 2003]. Главные тектонические фазы позднеальпийского этапа, имевшие место на Большом Кавказе и сформировавшие складчатое сооружение в его современном виде - аттическая, роданская и валахская совпадают во времени с эпохами активизации раскрытия Красноморского и Аденского рифтов 10–12, 3-4, 1 млн. лет назад [Казмин, 1974]. С аттической фазой связано образование высокогорного рельефа БК и внедрение в южной части Скифской плиты литий-фтористых гранитов и граносиенитов КМВ. Роданская фаза проявилась в среднем плиоцене. Это время проявления интенсивной вулканической активности в пределах ВЧК, НЧВР и внедрения интрузивов гранит-гранодиоритового состава (Сангутидон, Тепли, Эльджуртинский, Кароби, Тепи). С заключительной валахской фазой связано образование КВР, ЭВР и СРД. В петрогенезисе гранитов КВМ и БК важную роль играют расплавы адакитового типа, возникающие при плавлении слэбов [Носова и др., 2010; Хаин и др., 2010].

Известна модель поддвига (или альпинотипной субдукции – А-субдукции) Закавказской плиты под БК в его Центральном и Восточном секторах, описывающая их доорогенную стадию развития [Большой Кавказ, 2007]. Космические геодезические данные о современных горизонтальных движениях в этом регионе (рис. 1) свидетельствуют о том, что скорости перемещения GPS-пунктов скачкообразно уменьшаются от Главного надвига БК в северном направлении. Проанализировано распределение глубин залегания очагов глубокофокусных землетрясений БК за период времени с 2000 по 2010 гг. В результате выявлена сейсмофокальная плоскость с углом наклона 45° и глубиной до 160 км, ориентированная с юга на север, перпендикулярно Главному надвигу (рис. 1). Проекция сейсмофокальной плоскости на поверхность практически совпадает с ареалом распространения новейших вулканитов БК. Есть основание полагать, что в периоды активизации процессов, связанных с главнейшими тектонофазами позднеальпийского этапа, происходило частичное возобновление поддвига Закавказской плиты под БК, которое сопровождалось процессами подплавления остаточного слэба субдуцировавшей плиты и возможным появлением вторичных мантийных диапиров [Зонненшайн, 1976]. Отмеченная меридиональная геохимическая зональность вполне согласуется с известной схемой зональности магматизма над континентальными зонами поддвигания, когда вглубь континента возрастает щелочность известково-щелочного вулканизма.

Работа выполнена при финансовой поддержке проекта РФФФ № 11-05-00726 и Программы президиума РАН № 4, направления 2 и 3.

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Бубнов С.Н. Хронология извержений и источники расплавов новейших вулканических центров Большого Кавказа // Автореферат дис. к.-г.м.н. М., 2003. 27 с.
- Зонненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Моралев В.М. Глобальная тектоника, магматизм и металлогения // М: Недра, 1976. 208 с.
- Казмин В.Г. О некоторых особенностях рифтогенеза: на примере развития Красноморского, Аденского и Эфиопского рифтов // Геотектоника. 1974. № 6. С. 3–14.
- Носова А.А., Дубинина Е.О., Авдеенко А.С. Изотопная (O, Sr, Nd) систематика неогеновых постколлизионных гранитоидов Большого Кавказа: к про-

блеме постархейских гранитоидов с "сандукитоидными" характеристиками // XIX симпозиума по геохимии изотопов имени академика А.П. Виноградова. М. 2010. С 271–275.

- 5. Попов В.С., Семина В.А., Николаенко Ю.С. Геохимия новейших вулканитов Кавказа и их происхождение // Геохимия континентального вулканизма. М.: Наука, 1987. С 143–225.
- 6. Хаин В.Е., Ломизе М.Г. Геотектоника с основами геодинамики. М: КДУ, 2010. 560 с.
- Большой Кавказ в альпийскую эпоху / Под ред. Ю.Г. Леонова. М.: ГЕОС, 2007. 368 с.
   Phillip H., Cisternas A., Gvishiani A., Gorshkov A.
- Phillip H., Cisternas A., Gvishiani A., Gorshkov A. The Caucasus: an actual example of initial stage of continental collision // Tectonophysics. 1989. V. 161. P. 1–21.

— IV. 5. ВУЛКАНИЗМ СЛОЖНЫХ ГЕОТЕКТОНИЧЕСКИХ ОБСТАНОВОК ——

# ЭТАПЫ И ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА ФОРМИРОВАНИЯ ВУЛКАНО-ПЛУТОНИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ ВОСТОЧНОЙ ОКРАИНЫ МОНГОЛО-ОХОТСКОГО ОРОГЕННОГО ПОЯСА

## © 2011 г. И. М. Дербеко

Институт геологии и природопользования ДВО РАН, Благовещенск, derbeko@mail.ru

Существует представление [Геодинамика..., 2006], что континентальные вулканиты и сопряженные с ними гранитные плутоны позднего неокома – позднего мела, относимые к Хингано-Охотскому вулкано-плутоническому поясу, являются перекрывающими и "сшивающими" образованиями для террейнов восточного звена Монголо-Охотского орогенного пояса. Но учитывая их распространение в пределах этой территории: при протяженности пояса около 1000 км, эти образования встречаются исключительно на его восточной окраине и прослеживаются не более 250 км от границы континента, их "сшивающая" роль приемлема только для трех террейнов: Галамский, Ульбанский, Ниланский [по схеме Парфенова и др., 1999]. Эти террейны слагают восточное окончание Монголо-Охотского орогенного пояса и представляют континентальную часть в зоне перехода континент – океан. Здесь начинают формироваться обширные поля вулканитов и комагматичные им плутонические тела, соответствующие трем возрастным этапам: конец поздней юры-120 млн. лет, 105–100 и 95–90 млн. лет [Сорокин и др., 2006; Derbeko et al., 2008а; Derbeko et al., 2008б]. Имеющиеся в насто-



Рис. 1. Схема геологического строения восточного окончания Монголо-Охотского орогенного пояса.

Палеозойские образования (1–2): палеоокеанические – 1 и интрузивные (2) Монголо-Охотского орогенного пояса, интрузивные Буреинско-Цзямусинского супертеррейна – 3. Мезозойские образования (4–12): ранне-среднеюрские терригенные – 4; позднеюрские-раннемеловые вулканогенно-терригенные – 5; раннемеловые – 6. Образования вулканоплутонических комплексов: раннемеловые – вулканиты основного-среднего составов – 7, кислые – умереннокислые – 8, субвулканические – 9 и плутонические – 10 тела; позднемеловые: вулканиты кислого состава – 11, субвулканические – 12 и плутонические – 13 тела. Отложения квартера – 14. Тектонические границы – 15: зона сочленения Монголо-Охотского складчатого пояса и Буреинско-Цзямусинского супертеррейна – а, прочие – б. (Схема составлена по [Геологическая карта..., 1999] с упрощениями и изменениями автора).



**Рис. 2.** Распределение редких элементов, нормированных к хондриту (а) и примитивной мантии (б) в породах вулканоплутонических ( унериканского – 1, селитканского – 2, эзоп-ямалинского – 3) и плутонического (харгинского – 4) комплексов.

В пересчетах использованы данные хондрита и примитивной мантии Sun, McDonough, 1989.

ящее время прецизионные данные по геохронологии и вещественному составу позднемезозойских вулкано-плутонических образований восточного звена пояса позволяют представить этапы магматической активности в данном регионе.

Конец поздней юры-120 млн. Вдоль южной границы восточного фланга Монголо-Охотского пояса в этот период формировалась Моринская вулканическая зона общей площадью 800 км<sup>2</sup>. Образующие ее поля простираются в северо-восточном направлении. Зона сложена риолитами, дацитами, риодацитами, редко (менее 7% ее объема зоны) – андезитами, трахиандезитами, андезибазальтами, базальтами и туфами. Позднеюрский – раннемеловой возраст пород комплекса установлен по растительным остаткам [Агафоненко и др., 2001] и геохронологическим датировкам субвулканических риолитов U-Pb методом – 120 ± 5 млн. лет [Сорокин и др., 2006]. Это низкощелочные, низко- умеренномагнезиальные образования, содержание TiO<sub>2</sub> менее 0.83%; принадлежат низко- и высококалиевым образованиям известково-щелочной серии. Породы зоны на графиках REE (рис. 2a) характеризуются Еи аномалией: (Eu/Eu\*)n = 0.52-0.74 при умеренной дифференциации лантаноидов (La/Yb)n = 5.54 - 13.54. Они умеренно обогащены

(в г/т) Rb (55–123), Ba (295–800), Th (5.2–11.9), REE (59–149), при деплетировании в отношении Nb (5–13), Ta (0.4–1.2), Sr (124–431) и Zr (53–189) в г/т (рис. 26).

105-100 млн. лет. Этот этап ознаменован наиболее интенсивным проявлением вулканической активности. Можно предположить, что вулканические структуры этого периода имели весьма значительное распространение на данной территории. Но последующие тектонические перестройки и вулканическая активизация территории в начале позднего мела привели к тому, что до настоящего времени сохранилась только Селитканская вулканическая зона. Ее образования локализованы вдоль северной границы восточного фланга Монголо-Охотского пояса. А основная часть магматитов представлена плутоногенными породами. Селитканская вулканическая зона - крупнейшая вулканоструктура региона (40 × 150 км), сложена лавобрекчиями, лавами и туфами основногосреднего, умеренно кислого и кислого составов. Время формирования зоны соответствует 105-101 млн. лет [Derbeko et al., 2008а; Дербеко, 2009]. Слагающие ее породы низкощелочные, низко- умеренномагнезиальные, низкотитанистые (TiO<sub>2</sub> менее 1.07.%), принадлежат низко- и высококалие-

вым образованиям известково-щелочной серии. На графиках REE для риолитов устанавливается отрицательная Eu аномалия (Eu/Eu\* = 0.36-0.53), а в основных – средних породах она слабо выражена (Eu/Eu\* до 0.92); (La/Ŷb)<sub>n</sub> = 5.2–15.1 (рис. 2а). Для всех разновидностей пород выявлены пониженные содержания: Nb (4.4-10.0), Ta (0.4-0.9), Hf (2.2-6.5), Zr (54-192), Sr (50-300) в г/т и умеренное обогащение Rb (65-195), Ba (340-560), Th (8.0-20.5) в г/т (рис. 2б). Плутоногенная составляющая комплекса по своим петро-и геохимическим характеристикам идентична харгинскому плутоническому комплексу. Последний традиционно выделялся как самостоятельный интрузивный комплекс [Мартынюк и др., 1990], но прецизионные данные вещественного состава и времени формирования позволяют предполагать его генетическое родство с вулканитами и плутоническими образованиями Селитканской вулканоструктуры [Дербеко, Агафоненко, 2009]. Время формирования пород комплекса по геологическим данным ограничивается интрудированием ими нижнеюрских осадков, а их - телами позднемелового комплекса. Возраст по Rb-Sr изохроне [Агафоненко, 2001] составляет 98 ± 4 млн. лет. Гранитоиды относятся к образованиям нормального ряда, низко- высококалиевые, известково - щелочной серии, низко- умеренномагнезиальные, низкотитанистые. Графики REE (рис. 2a) характеризуются слабо выраженной отрицательной Eu аномалией: (Eu/Eu\*)n = 0.6; равным преобладанием нормированных содержаний LREE над промежуточными – (La/Sm)n = 3.2 и их содержаний над количеством HREE – (Gd/Lu)n = 3.1. Отношение (La/Yb)n = 7.4 указывает на умеренную дифференциацию лантаноидов. Концентрации высокозарядных элементов понижены (в r/r): Nb = 7–10, Ta = 0.7-0.8, Hf = 1.39, Zr = 105-181; понижены также концентрации Ti = 2925, Sr = 101-201, Y = 19-25, Yb = 1.8-2.1 (рис. 26) и транзитных элементов (Ni = 12-18, Co = 6-13, Cr = 40-150, V = 25-64 в г/т). Геохимические характеристики гранитоидов, относимых ранее к харгинскому комплексу, наиболее близки геохимическим характеристикам пород основного-среднего состава Селитканской вулкано-плутонической зоны (рис. 2).

**95–90 млн. лет.** В начале позднего мела шло становление Эзоп-Ямалинской вулкано-плутонической зоны общей площадью около 2000 км<sup>2</sup>. Она сложена туфами, игнимбритами, лавами кислого состава, весьма незначительно присутствуют туфотерригенные породы, но широко развиты субвулканические и плутонические образования. По палеонтологическим данным возраст стратифицированных пород комплекса соответствует позднему мелу, что подтверждают Rb-Sr изохроны для гранитов комплекса – 95.2  $\pm$  0.7 млн. лет [Агафоненко, 2001] и результаты определения возраста по трахириолиту из верхов стратифицированного разре-

за [Derbeko et al., 2008б], которые составили  $90.4 \pm$ 1.4 млн. лет. Породы, слагающие зону принадлежат образованиям нормального – умереннощелочного рядов, калиево-натриевые, соответствуют высококалиевой известково-щелочной серии, перглиноземистые. Вулканитам зоны комагматичны плутоногенные образования эзопского комплекса гранитлейкогранитового состава, которые слагают многочисленные тела неправильной формы. Для вулканитов и гранитоидов установлены общие геохимические особенности [Дербеко и др., 2008]. Графики распределения редкоземельных элементов характеризуются незначительным преобладанием LREE над HREE –  $(La/Yb)_n = 4.5-9.2$  и отрицательной Еuаномалией – (Eu/Eu\*)<sub>n</sub> = 0.1–0.5 (рис. 2а). Для пород характерно умеренное обогащение Rb = 84-268, Ва = 240-881 (в единичных случаях до 1395), K = 21300–44400, Th = 10.5–17.9 в г/т, REE, при деплетировании в отношении Nb = 5-12, Ta = 0.5-1.2, Sr = 70-303, Zr = 71-175 в г/т (рис. 2б). По содержанию REE эти образования значимо отличаются от всех магматитов описываемого региона повышенными содержаниями (рис. 2а), а по количеству прочих несовместимых элементов они весьма сопоставимы (рис. 2б).

Обсуждение. Вулканическая активность на восточном окончании Монголо-Охотского орогенного пояса представлена тремя временными этапами. Пространственно она проявлена в пределах Галамского, Ульбанского и Ниланского террейнов. Вулканиты поздней юры – раннего мела развиты незначительно и отмечены только вдоль южного обрамления пояса. Фактически повсеместное распространение в пределах этих террейнов имеют вулакно-плутонические образования с возрастом 105–100 млн. лет. На завершающем этапе – 95– 90 млн. лет – вулканическая активность также смещена к южной границе пояса (в современных координатах). На тектонической карте А.И. Ханчука с соавторами [Геодинамика..., 2006] эти три террейна как бы отсекаются тектонической зоной на продолжении Южномонгольско-Хинганского террейна. Уместно вспомнить, что и в северном и в южном обрамлении пояса до указанной границы широко проявлены бимодальные вулканоплутонические комплексы [Дербеко, 2010], сопровождающие закрытие Монголо-Охотского бассейна [Типы магм...2006; Дербеко, 2010]. Подобные комплексы отсутствуют не только в обрамлении восточного окончания пояса, но и на его территории. А геохимические характеристики пород вулканоплутонических комплексов этого региона выявляют признаки образований субдуционного происхождения. Они обеднены высокозарядными элементами: Nb, Ta, Zr, Hf, умеренно обогащены Ba, Rb, Th, Ce, К. Согласно различным дискриминационным диаграммам для установления геодинамических обстановок (Shervais, 1982; Pearce et al., 1984; Великосла-

ВУЛКАНИЗМ И ГЕОДИНАМИКА, Екатеринбург, ИГГ УрО РАН, 2011

винский, 1997; Пузанков, 1998; Великославинский, Глебовицкий, 2005 и др.) выясняется, что эти породы наиболее близки образованиям активных континентальных окраин, что подтверждается и соотношением элементов-индикаторов: La/Yb – преимущественно более 10, La/Ta>20, La/Yb>10 и др.

Заключение. На данном этапе изученности можно констатировать, что в позднем мезозое вулкано-плутоническая активизация восточного окончания МООП происходила в три этапа и соответствовала импульсам субдукционных процессов, связанных с тектоническими перестройками в зоне перехода континентальная окраина Азии – Тихоокеанская плита.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Агафоненко С.Г. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:200 000. Издание второе. Серия Тугурская. Лист N-53-XXVI / Ред. А.В. Махинин. СПб.: ВСЕГЕИ, 2001.
- Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России. Владивосток: Дальнаука. 2006. Кн.1. 572 с.
- Геологическая карта Приамурья и сопредельных территорий. Масштаб 1:2 500 000. Объяснительная записка. СПб. – Благовещенск – Харбин: Министерство природных ресурсов РФ, Министерство геологии и минеральных ресурсов КНР. 1999. 135 с.
- Дербеко И.М. Схема формирования магматических комплексов Селитканской вулкано-плутонической зоны восточного фланга Монголо-Охотского орогенного пояса (Россия) по геохимическим данным // Геохимия. 2009. № 11. С. 1155–1172.
- Дербеко И. М. Бимодальные вулкано-плутонические комплексы в обрамлении Восточного звена Монголо-Охотского орогенного пояса // Новые горизонты в изучении процессов магмо-и рудообразования. М.: ИГЕМ РАН. 2010. С. 58–59.
- 6. Дербеко И.М., Агафоненко С.Г. Батолиты восточ-

ного фланга Монголо-Охотского орогенного пояса и их связь с вулканизмом региона (Харгинский плутонический комплекс). // Материалы I международной геологической конференции. Улан-Удэ: БНЦ СО РАН. 2008. С. 119–121.

- Дербеко И.М., Сорокин А.А., Агафоненко С.Г. Геохимические особенности кислого магматизма северо-западного фланга Хингано-Охотского вулкано-плутонического пояса (Эзопская и Ям-Алинская зоны) // Тихоокеанская геология. 2008. № 1. С. 61–71.
- Мартынюк М.В., Рямов С.А., Кондратьева В.А. Объяснительная записка к схеме корреляции магматических комплексов Хабаровского края и Амурской области. Хабаровск: ПГО "Дальгеология". 1990. 215 с.
- Сорокин А.А., Сорокин А.П., Сальникова Е.Б. и др. Геохронология риолитов унериканского комплекса восточного фланга Умлекано-Огоджинского пояса (Дальний Восток) // Мат-лы III Росс. конф. по изотопной геохронологии. 2006. Москва. Т. 2. С. 311–314.
- Парфенов Л.М., Попеко Л.И., Томуртогоо О. Проблемы тектоники Монголо-Охотского орогенного пояса // Тихоокеанская геология. 1999. Т.18, № 5. С. 24–43.
- Типы магм и их источники в истории Земли. Ч.2. Редкометальный магматизм: ассоциации пород, состав и источники магм, геодинамические обстановки формирования. Ред. Богатиков О.А., Коваленко В.И. М.: ИГЕМ РАН. 2006. 280 с.
- Derbeko I.M., Sorokin A.A., Ponomarchuk V.A. et al.. First Geochronological Data on Felsic Lavas from the Ezop–Yamalin Volcanoplutonic Zone, Khingan–Okhotsk Volcanogenic Belt. ISSN 1028–334X, Doklady Earth Sciences, 2008, Vol. 419, N 2, pp. 231–234.
- Derbeko I.M., Sorokin A.A., Sal'nikova E.B. et al. Age of Felsic Volcanism in the Selitkan Zone of the Khingan–Okhotsk Volcanoplutonic Belt, Russian Far East // Doklady Earth Sciences. 2008. V. 418. №. 1. P. 28–31.

———— IV. 5. ВУЛКАНИЗМ СЛОЖНЫХ ГЕОТЕКТОНИЧЕСКИХ ОБСТАНОВОК ————

# ГЕОДИНАМИКА, ВУЛКАНИЗМ И МИНЕРАГЕНИЯ УРАЛЬСКОГО СЕВЕРА

## © 2011 г. В. А. Душин

Уральский государственный горный университет, Екатеринбург, Россия; e-mail snige.dep@usmga.ru

Изучение вулканизма, минерагении и реконструкция внутреннего строения складчатых систем одна из важных проблем современной геологии. В длительной геодинамической истории гетерогенных структур, как правило, участвуют две противоположные по направленности тенденции в развитии литосферы – растяжение и сжатие. Первая ответственна за деструкцию континентальных плит или континентальных окраин с формированием авлакоген-рифтогенных и рифтовых внутриплитных, нередко плюмовых систем, либо ансамблей перикратонных террейнов в ассоциации с окраинными морями. Вторая обусловлена приращением континентов (микроконтинентов), сопровождающимся образованием субдукционных островодужных и окраинно-континентальных вулканических поясов на фоне разрастающейся коллизии.

Становление большинства современных аккреционно-складчатых систем и их взаимосвязь с континентальными геоплитами сложны, многообразны и являются результатом противоречивой геодинамической истории, в которой комбинация вышеперечисленных тенденций в реальном пространстве времени вряд ли подчинена какой-либо отчетливой цикличности, особенно если это касается рассмотрения в целом такой полихронной структуры как Урал.

Уральский межплитный складчатый пояс (ороген) представляет собой сложный гетерогенный ансамбль структурно-весщественных ассоциаций различных геотектонических режимов и геодинамических обстановок, реализованных в конкретных тектонических элементах районирования региона. Так с запада на восток выделяются: Палеоконтинентальный, Палеоокеанический и Плитный секторы. Первый включает аккретированные конструктивно – деструктивные комплексы доуралид (Харбейский, Малокарский, Марункеуский, Маньхамбовский, Малопатокский, Кожимский блоки) и рифтогенно-склоновые формации палеозоя, в основании которых установлены блоки древней (с модельным Sm-Nd возрастом 1.4-2.9 млрд. лет) большей частью континентальной коры (Малыкско-Марункеуский, Харбейский, Няртинский, Неркаюский и др.). Второй известен в литературе под названием Щучьинско-Войкарского и Тагильского синклинориев и включает в себя структурновесщественные комплексы меланократового

основания (Дзеляюский блок) и островодужноколлизионные террейны раннего-среднего палеозоя. Последний зафиксирован типичными платформенными осадками Западно-Сибирской плиты, залегающми дискордантно, с корой выветривания в основании, на отложениях палеозоя и докембрия.

Дорифейский вулканизм в виду интенсивных метаморфических преобразований, вплоть до эклогитовой фации включительно, диагностируется с трудом. В основу идентификации здесь положены петро-геохимические показатели, которые свидетельствуют о широком развитии метабазитовых ассоциаций (марункеуский, неркаюский, хальмеринский, харбейский комплексы) траппового типа в Харбейском, Марункеуском, Неркаюском (80%) и отчасти (не более 10%) Няртинском и Маньхамбовском блоках. При этом широко развиты метадайковые поля (рои даек), которые, по-видимому, свидетельствуют о режиме рассеянного спрединга при формировании последних. Дорифейская металлогения обусловлена проявлением метаморфогенного оруденения, главным образом неметаллических полезных ископаемых (графит, кианит, мусковит), железистых кварцитов (МАН-9), титана и отчасти марганца в связи с преобладанием внутриплитных плюмовых процессов на ранних стадиях эволюции планеты.

Рифейско-вендская металлогения гетерогенна и полиформационна. Изучение продуктов эффузивного магматизма данного этапа, обнажающихся и картируемых в тектонических блоках современного Урала, Тимана, Пай-Хоя, о.Новой Земли, п-ва Таймыра позволило установить два самостоятельных, резко различных вертикальных ряда вулканогенных и рудных формаций.

Первый – западный, объединяющий Южный, Средний, Северный, Приполярный Урал и Тиман, характеризующийся конструктивным, внутриплитным рифтогенно-депрессионным типом вулканизма (метабазальт-долеритовая, базальттрахибазальтовая и др. формации), активизировавшим в рифее пассивную восточную окраину Русской платформы. Здесь широко развиты магматические, стратиформные, амагматические, осадочные, россыпные (погребенные) метаморфогенные и отчасти гидротермальные месторождения полиметаллов, урана, редких металлов, флюорита, барита, магнезита, солей – т.е. типичные объекты внутриплитных либо рифтогенно-окраинноконтинентальных обстановок.

Второй – восточный, включающий Полярный Урал, Пай-Хой, о.Новая Земля, п-ов Таймыр, представлен конструктивно-деструктивным (трахирифтогенно-океаническидолерит-пикритовой), островодужно-коллизионным рядом магматических (дунит-гарцбургитовой), вулканогенных (натриевых базальтов, базальт-андезит-дацитовой, базальт-риолитовой и др.) и рудных формаций. Он хорошо укладывается в обобщенную последовательность событий крупного этапа развития земной коры: подъем и диасхизис – рифтогенез – океаническая структура - подвижная область (островодужная система) - коллизионный ороген и принадлежит, по-видимому, "западному" обрамлению Сибирского (Карского) кратона. Из рудных формаций, наряду с субплатформенно-рифтогенными стратиформными, осадочными, метаморфогенными (железо, титан, полиметаллы), широко представлены островодужные и коллизионные - колчеданные, колчеданно-полиметаллические, полиметаллические, жильные, в том числе золоторудные, медномолибден (вольфрам)-порфировые, редкометальные, золото-сульфидно-кварцевые и большая гамма магматических (железо, хром) и скарновых (железо, медь, молибден, золото, полиметаллы) месторождений. Следует особо подчеркнуть, что в отличие от первого – Приполярноуральского, второй-Полярноуральский сегмент имеет "субширотный" структурный план, представленный единой системой сутурных швов, образующих Полярноуральский рифейский офиолитовый пояс, картируемый в Харбейском, Енганепэйском, Марункеуском и Хараматалоуском блоках, где наряду с гипербазитами и габброидами установлены реликты комплекса параллельных даек и базальтов типа MORB.

Палеозойская геодинамика и вулканизм рассматриваемого сегмента Урала связывается с образованием и развитием одноименного палеоокеана и формированием осадочных накоплений Печорской и Пайхойской (Пайхойско-Ямальской) неоплит. По ряду представлений, образование Уральского палеоокеана обусловлено расколом и симметричным раздвижением Евроазиатского палеократона, сопровождавшегося формированием по всему его восточному краю пассивной континентальной окраины с континентально-склоновыми (лемвинскими) и палеошельфовыми (елецкими) фациями. Ранний-средний палеозой в Палеоконтинентальном секторе характеризуется большим разнообразием проявлений внутриплитного вулканизма, главным образом, в Оченырдско-Манитанырдской, Кожимской, Лемвинской и отчасти Елецкой зонах. При этом наиболее его мощные вспышки относятся к среднему-позднему кембрию, ордовику и девону-раннему карбону. По-видимому, в результате внутриплитных, в том числе плюмовых процессов в кембрии произошел подъем, разрыв и растяжение континетальной литосферы с проявлением кимберлитового (хартеский комплекс) и щелочноультрабазит-базитового магматизма (сивъягинский, изъяхойский, малопатокский комплексы). В ордовике в связи с продолжающимся растяжением возникла система линейных северо-восточных и субмеридиональных разрывов и мощных зон трещиноватости, приведших к проявлению щелочно-кислого и толеитового вулканизма риолитовой, трахириолитовой, долеритовой формаций соответственно. На востоке в области формировавшегося раздвига шло интрудирование долеритов комплекса параллельных даек. В этот период произошло становление меридиональной зональности Урала с образованием шельфа (Елецкая зона), континентального склона (Лемвинская зона) и системы срединноокеанического хребта (Тагильская зона). Металлогения кембрийско-ордовикского этапа характеризуется развитием уран-золото-редкометалльного (Хыншорское, Грубеинское, Хайминское рудопроявления) и медного (Теснинное рудопроявление) в пределах Елецкой и Ляпинской зон, и меднополиметаллического с золотом оруденения в Лемвинской зоне (Тыкотловское, Талотинское рудопроявления). С хартеским кимберлитовым комплексом предполагаются месторождения аламазов. В девоне-раннем карбоне произошла внутри-(окраинно) плитная активизация проявившаяся формированием щелочно-салически-мафических пород трахибазальт-трахириолитовой (пагинский, хахаремский комплексы) формаций. Вулканизм приурочен к узлам пересечения и сопряжения разломов северо-западного и субмеридионального направления. Обращает на себя внимание пространственная сопряженность субщелочного магматизма с поперечными, к общей структуре Урала, выступами, такими как Туяхланьинско-Патокский, Северо-Кожимский, Маньхамбовский и др., которые прослеживаются и под системой вулканоплутонических поясов Тагильской зоны, реализуя в пределах последней проявления ультращелочных составов типа трахитов-анальцимитов (Ахтыльский и Люльинский узлы).

Палеоокеанический сектор представлен аллохтонными, и по-видимому, полихронными гетерогенными комплексами Войкарского и Малоуральского поясов. В строении первого, как и в большинстве офиолитовых ассоциаций мира, выделены дунит-гарцбургитовая и дунит-клинопироксенитгаббровая формации, венчаемые формацией недифференцированных базальтоидов и комплексом параллельных даек. Малоуральский вулканоплутонический пояс сложен в основном деструктивными островодужно-коллизионными контрастными и непрерывными сериями магматитов в ассоциации с шельфово-карбонатными и молассоидными образованиями среднего палеозоя.

В целом, геодинамика региона последовательно включала формирование океанических и островодужных ассоциаций Полярного Урала, повидимому, в тесном взаимодействии с северной частью Палеоазиатского океана. Соответственно, раннепалеозойские отложения составляли внутриконтинентальную периферию этого океанического бассейна, имевшего северо-восточное простирание (в современных координатах). В этот период, например, Тагильская структура могла быть отделена системой Ханты-Мансийского и Уват-Тавдинского микроконтинентов. Последующие процессы аккреции и коллизии сопровождались интенсивным "выжиманием" океанических масс и их глубоким надвиганием на край Восточно-Европейской плиты с проявлением в тыловых частях вулканизма траппового типа (устьманьинский и другие комплексы карбона). Этим обусловлено многопакетное строение Щучьинской и Войкаро-Сыньинско-Райизкой зон и высокая степень метаморфизма ультрабазитбазитовых ассоциаций. Можно полагать, что такие процессы обусловили полиблоковое строение фундамента северной части Западно-Сибирской плиты, способствовавшее накоплению и сохранению углеводородов в перекрывающем его чехле.

Минерагения Уральского Севера согласуется с этими построениями. В Палеоконтинентальном секторе шло формирование полиметаллического (Саурейское), золото-полиметаллического (Талотинское), золото-сульфидного (Борзовское), редкометального, редкометально-полиметаллического (Придорожное), марганцевого (Пачьвожское) оруденения, образование регенерированных медистых песчаников (Падъягинское), а в Палеоокеаническом – хромитового (Центральное), железорудного золото-скарнового с аргиллизитами (Новогоднее-Монто), молибден-порфирового (Янаслорское), бокситового (Лаборовское) оруденения.

В настоящее время в пределах горного Урала и в прилегающих территориях устанавлено три воз-

растных уровня проявлений своеобразного внутриплитного плюмового мезозойско-кайнозойского эффузивно-интрузивного магматизма: пермь-триасовый-щелочно-кислый (торасовейский, левдиевский, лонготский, поньизский комплексы), трапповый (мусюрский, каротахинский, красноселькупский комплексы); юрско-меловой – щелочнобазит-ультрабазитовый (эссексит-долеритовый яляяхинский, лампроитовые-немизияхинский, шарьюский, марунский, сертыньинский), калиевотрахит-базанитовый (осовейский комплекс) анальцемитовый (ахтыльский) и неоген-четвертичный щелочно-базитовый (трахибазальтовый вершинный, проблематичный нырдвоменский комплексы). Металлогения раннемезозойского этапа обусловлена связью с толеитовым магматизмом проявлений хрусталя, исландского шпата (Хасаварка, Пеленгечей), агатов (Харбейское), а с щелочнокислым – мелких объектов редкометалльной минерализации как в активизированных шовных структурах докембрийских (Тайкеусское, Лонготюганское) и палеозойских блоков (Левдиевское), так и в их внутренних активизированных узлах (Паровашорское и др.). Продуктивность щелочно-базитультрабазитового магматизма, относимого к проявлениям мантийного и корово-мантийного типов, интересна, прежде всего, его (сертыньинский, немзияхинский комплекс) алмазоносностью. Кроме того, с вулканизмом юрско-мелового этапа по нашему мнению связаны ртутная, вольфрамово-ртутная, (Малотальбейское), кварц-антимонитовая и золотокварцевая с платиноидами (Петропавловское, Пензенгояхинское, Нундерминское) формации. Палеоген-четвертичная металлогения сформирована при широком участии экзогенно-эндогенных (корово-активизационных) процессов и представлена разномасштабными объектами фосфора (Софроновское), золота (Собское), марганца (окисленные руды Пачвожского, Яршорского,Собского объектов), и импактных (?) алмазов (Карское).

= IV. 5. ВУЛКАНИЗМ СЛОЖНЫХ ГЕОТЕКТОНИЧЕСКИХ ОБСТАНОВОК —

# ЭВОЛЮЦИЯ ОРОГЕННОГО ВУЛКАНИЗМА ПОДВИЖНЫХ ПОЯСОВ АЗИИ

#### © 2011 г. А. М. Курчавов

Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, Москва, petrocom@igem.ru

Под орогенным понимается завершающий этап преобразования океанической коры в континентальную, отвечающий континентальной стадии развития подвижных поясов в условиях горного расчлененного рельефа. Соответственно образуемые в этот этап линейно вытянутые ареалы континентальных вулканитов рассматриваются как орогенные вулканические пояса.

Примером являются девонские и верхнепалеозойские наземные вулканиты Центрально – Азиатского складчатого пояса, мезозойско – кайнозойских вулканиты Западно-Тихоокеанского обрамления (Охотско – Чукотский, Восточно-Сихотэ-Алинский пояса и др.), кайнозойские вулканиты Альпийского пояса и др. (рис. 1).

Одни пояса располагаются на краю ранее стабилизированных областей по границе с подвижными областями (окраинно – континентальные или надсубдукционные вулканические пояса). Другие формируются после коллизии складчатого пояса (коллизионные вулканические пояса, переходящие во внутриплитные). Установлено, что орогенные вулканические пояса формируются в различных обстановках: в островодужных условиях, на активных континентальных окраинах, в обстановке сближения континентальных плит.

Для выявления закономерностей хронологической направленности вулканизма необходимо учитывать его изменения вкрест простирания поясов, а также вдоль поясов, в различных их сегментах.

Хронологическая изменчивость орогенного вулканизма. Развитие магматизма во времени характеризуется сменой последовательно дифференцированных базальт – андезит – дацит – риолитовых формаций ранней стадии, преобладающими риодацит – риолитовыми (большей частью в виде игнимбритов) средней стадии и затем контрастными базальт – риолитовыми повышенной щелочности поздней стадии развития. При этом, существенно меняются соотношения оксидов калия и натрия в равнокислотных породах разных стадий (рис. 2). Это главный хронологический формационный ряд,



Рис. 1. Орогенные вулканические пояса Евразии.

1-6 – области континентальной коры, сформированной: 1 – к началу палеозоя, 2 – к девону, 3 – к среднему карбону, 4 – к среднему триасу, 5 – к позднему мелу, 6 – к позднему миоцену; 7 – фрагменты древней континентальной коры в поздне-миоценовой; 8–11 – орогенные вулканические пояса: 8 – девонские, 9 – позднепалеозойские, 10 – мезозойскокайнозойские, 11 – кайнозойские.



**Рис. 2.** Соотношения оксидов калия и натрия у девонских риолитов - риодацитов (a) и базальтов – андезибазальтов (b).

Ареалы: А – внутриконтинентальные (Кокчетавский и Улутау – Джезказганксий регионы), Б – фронтальные (Ащису – Карагандинский регион), В – островодужные (хребты Чингиз и Тарбагатай). Орогенные стадии: 1 – ранняя (начало раннего девона), 2 – средняя (конец раннего девона – эйфельский век), 3 – поздняя (живетский и франский века).

отражающий последовательность преобразования земной коры и изменение уровня магмогенерации по мере становления вулканических поясов [Курчавов, 1985, 1994] (Табл. 1).

Изменение вулканизма вкрест простирания поясов. Окраинно – континентальные вулканические пояса асимметричны. Выделяются фронтальная (внутренняя) и тыловая (внешняя) зоны, в пределах которых петрохимические параметры вулканитов существенно различаются [Курчавов, 1994].

Фронтальную зону слагают магматические формации известково-щелочной петрохимической серии, преимущественно низкокалиевой, реже высококалиевой ее ветвей, а также толеитовой серии (рис. 3). Тыловой зоне свойственны субщелочные породы высококалиевой ветви известково-

ВУЛКАНИЗМ И ГЕОДИНАМИКА, Екатеринбург, ИГГ УрО РАН, 2011



Рис. 3. Современное распространение раннеорогенных формаций (низы нижнего девона) девонского вулканического пояса Центрального и Северного Казахстана.

Формации: 1-7 - известково-щелочные с подчиненными толеитовыми разновидностями: 1 -базальт-андезибазальтовая, 2-базальт-андезибазальт-андезитовая, 3 - андезибазальт-андезит-андезидацито-вая с дацитами и риодацитами, 4 – контрастная андезибазальт-кремнекислая, 5 – андезит-дацит-риолитовая, 6 – риодацит-риолитовая, 7 – терригенная с подчиненными риодацитами и риолитами; 8–17 – преимущественно известково-щелочные повышенной калиевости и шошонитовые: 8 - трахибазальт-трахиан-дезибазальт-трахиандезит-трахитовая с подчиненными базальтами и андезибазальтами, 9 – трахибазальт-базальтовая, 10 – трахибазальт-трахиандезибазальт-трахиандезитовая с подчиненными базальтами, андезибазальтами и андезитами, 11 – трахиандезит-трахидацит-трахириолитовая, 12 – трахиандезит-трахири-одациттрахириолитовая с дацитами и риолитами, 13 - контрастная трахиандезибазальт-трахириодацито-вая, 14-трахириодациттрахириолитовая, 15-17 - преимущественно терригенная: 15 - с трахибазальтами и трахиандезибазальтами, 16 - трахибазальтами, трахиандезибазальтами и трахириодацитами, 17 - с трахи-риодацитами и трахириолитами; 18 - терригенная, моласса; 19 - терригенные континентальные и, возможно, прибрежно-морские осадки; 20-23 - образования: 20 - субаквальные терригенные, 21, 22 – девонские морские: 21 – преимущественно терригенные, 22 – терригенные и вулканогенные; 23 - интрузивные; - выходы докембрийского фундамента в краевой части Джунгаро-Балхашской области; - границы распространения ассоциаций пород; 26, 27 – разрывные нарушения: 26 – региональные разломы (цифры в кружках: 1 – Целиноградский, 2 – Центрально-Казахстанский, 3 – Успенский, 4 – Улутауский), 27 – прочие разрывные нарушения. Буквами обозначены: ЧС – Чу-Сарысуйская впадина; ДБ – Джунгаро-Балхашская и ИЗ – Иртыш-Зайсанская подвижные области. Римскими цифрами обозначены сегменты: І - Северо-Восточный, ІІ - Сарысу-Тенгизский, III - Бетпакдалинский, IV - Чингизский. Распространение преимущественно известково-щелочных ассоциаций пониженной калиевости выделено темным тоном, распространение ассоциаций высококалиевой ветви известково-щелочной серии, шошонитовой серии и континентальной молассы показано светлым тоном.

щелочной петрохимической серии, а также шошонит – латитовой. Подобное расположение петрохимических зон свойственно вулканическим поясам окраинно-континентального типа.

Вместе с тем, магматические формации варьируют по латерали, формируя латеральные ряды. В це-

лом, окраинно-континентальным поясам свойственна асимметричная зональность магматизма с общим усилением роли щелочности и калиевости в магматических породах с удалением от зоны перехода океан (палеоокеан) – континент (палеоконтинент) во внутренние части последнего. Соответственно

ВУЛКАНИЗМ И ГЕОДИНАМИКА, Екатеринбург, ИГГ УрО РАН, 2011

#### КУРЧАВОВ

#### Table 1

Stage	Asse	mblages
otage	Main	Subordinate
Late	Contrasting in SiO <sub>2</sub> , high-alkali: trachybasalt-tracyrhyolite trachybasalt-comendite trachybasalt-pantellerite alkali rhyolite alkali basalt	basalt-andesite trachyrhyolite trachyandesite-basalt
Middle	rhyolite rhyodacite rhyolite-trachyrhyolite (tuff lavas-ignimbrite)	andesite andesite-dacite alkali rhyolite
Early	basalt-andesite successively differentiated: basalt-andesite-rhyolite basalt-andesite-dacite-rhyolite	rhyolite trachyrhyolite trachyandesite alkali basalt

## Volcanics of Orogenic Stages

## **Orogenic Volcanics of Different Tectonic Settings**

	2.00	Settings	
Assemblages	Island are	Volcan	ic belt
	Island arc	Front	Back
basalt-andesite	+	+	+
andesite	+	+	+
successively differentiated basalt-andesite-dacite-rhyolite	+	· + · · ·	
successively contrasting basalt-andesite-rhyolite	+	+	
rhyolite-rhyodacite	+	+	+
trachyrhyolite-rhyolite	+	+	+
trachyrhyolite		+	+
trachyrhyolite-rhyolite with alkali rhyolite		*	+
bimodal trachybasalt-trachyrhyolite			+
trachyandesite-basalt with trachyandesite, andesite, and basalt	1.1.1	1.1	+
trachybasalt-basalt with trachyte, trachyrhyolite, and rhyolite		, ·	+
alkali basaltoids			+
contrasting alkali basalt-silicic (comendite, pantellerite, trachyrhyolite)			+

в этом направлении возрастает значение формаций "трахитоидного" типа или ее компоненты в формациях разных стадий формирования поясов.

Поясам, развивающимся в условиях энсиалических островных дуг, а также в коллизионной обстановке более свойственна симметричная зональность магматизма. В первом случае она выражается в развитии относительно более щелочных и калиевых пород по отношению к их краевым частям, а во втором случае – известково-щелочных пород в их осевых частях по сравнению с более щелочными по краям. Это главный латеральный формационный ряд, отражающий влияние энергетических импульсов на консолидированную кору и уровень магмогенерации расплавов (Табл. 2).

Взаимодействие хронологического и латерального формационных рядов приводит, в целом, к сложной интегрированной картине размещения формаций в конкретных современных выходах.

Изменение вулканизма вдоль простирания поясов. Следует подчеркнуть, что единые в современном виде вулканические пояса гетерогенны и состоят из сегментов, которые занимали различную геоструктурную позицию в палеосистемах океан – континент и на краю формирующихся континентов в разные стадии становления поясов. При этом сходная однотипная латеральная изменчивость и соответственно зональность ключевых индикаторных параметров магматических образований отмечается для магматических ареалов разных геодинамических обстановок формирования. Она проявляется как на уровне самих вулканических поясов, так и в пределах структур подчиненного им ранга. Масштабность проявления подобной латеральной изменчивости магматитов в разных ситуациях различна, как и различны причины ее появления [Курчавов и др., 1999].

Таким образом, эволюция магматизма обусловлена воздействием причин разного уровня и значения. Для выявления геодинамических обстановок проявлений магматизма и соответственно для палеотектонических реконструкций необходим комплексный анализ латеральных вариаций изменений вещественных параметров одновозрастных однотипных образований в совокупности с анализом характера проявлений зональности их вещественных особенностей.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Курчавов А.М.. Зональность девонского орогенного вулканизма Казахстана и Средней Азии. // Геотектоника. 1985. N 6. C. 62–73.
- Курчавов А.М. Латеральная изменчивость и эволюция орогенного вулканизма складчатых поясов // Геотектоника. 1994. N 2. C. 3–18.
- Курчавов А.М., Баскина В.А., Бахтеев М.К., Моссаковский А.А. Проблемы геодинамической и палеотектонической интерпретации петрохимической зональности вулканических поясов // Геотектоника. 1999. N 1. C. 64–80.
- Курчавов А.М. Проблема геодинамической обстановки формирования девонского континентального магматизма Казахстана, Средней Азии и Западной Сибири //Тектоника неогея: общие и региональные аспекты. Том І. М.: ГЕОС, 2001. С. 351–354.
- Курчавов А.М., Гранкин М.С., Мальченко Е.Г., Жуковский В.И., Хамзин Б.С., Мазуров А.К., Хамза С.Х. Зональность, сегментированность и палеогеодинамика девонского вулканического пояса Центрального Казахстана // Геотектоника. 2000. N 4. С. 32–43.

## —— IV. 5. ВУЛКАНИЗМ СЛОЖНЫХ ГЕОТЕКТОНИЧЕСКИХ ОБСТАНОВОК ———

# НЕКОТОРЫЕ МЕХАНИЗМЫ АССИМИЛЯЦИИ ВМЕЩАЮЩИХ ПОРОД ВЫСОКО-Мg РАСПЛАВАМИ И ВОЗМОЖНАЯ ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ ЭТОГО ЯВЛЕНИЯ (ЗАПАДНЫЙ СКЛОН УРАЛА)

© 2011 г. Л. В. Сазонова\*, В. М. Горожанин\*\*, А. А. Носова\*\*, Ю. О. Ларионова\*\*\*, С. Г. Ковалев\*\*

\*МГУ им. М. В. Ломоносова, Москва, sazonovalv52@mail.ru \*\*Институт геологии УНЦ РАН, Уфа, gorozhanin@anrb.ru \*\*\*ИГЕМ РАН, nosova@igem.ru

Камско-Бельская мезопротерозойская внутриплитная провинция (КБП) занимает восточную окраину Восточно-Европейской платформы (ВЕП) и Башкирский мегантиклинорий (БМ). Позднедокембрийский структурный план восточной окраины ВЕП, представляющей палеоконтинентальный сектор Урала и примыкающую к нему с запада Волго-Уральскую область, определяли крупные авлакогены – Камско-Бельский и Серноводско-Абдулинский. Серноводско-Абдулинский авлакоген представлял собой широтную узкую впадину, ограничивавшую Татарский свод с юга и сочленявшуюся с юго-запада с более крупным, протяженным и широким Камско-Бельским авлакогеном.

Изотопные и геохимические данные для широкого спектра изученных мезопротерозойских субвулканических пикритов и базитов КБП демонстрируют их внутриплитный характер. Такие признаки, как обогащение легкими лантаноидами, высокие отношения LREE/HFSE, высокие значения  $\delta^{18}$ O определенно указывают на вклад корового вещества в их состав [Носова и др., 2010; Сазонова и др., 2011]. В качестве надежного индикатора этого вклада обычно служат низкие значения величин Nb/Nb\* (Nb/Nb\* = Nb<sub>n</sub>/\(La<sub>n</sub>xTh<sub>n</sub>), и (Nb/La)<sub>n</sub>, которые опускаются в породах КБП до значений 0.2– 0.6, причем на мультиэлементных диаграммах фиксируется отчетливая отрицательная Nb-аномалия.

Оценки количества вещества, ассимилированного расплавами, проведенные исходя из изотопнокислородных данных (Носова и др., 2010) показали, что в пикродолеритах субвулканических тел КБП доля контаминанта может достигать 25%. Однако петрографические признаки столь широкомасштабных процессов ассимиляции в магматитах КБП, как правило, отсутствуют, что затрудняет выявление механизмов ассимиляции расплавами столь значительных масс вмещающих пород. Последнее имеет важное значение, так как ясно, что большое количество инородного материала не могло было усвоено магмой только посредством расплавления в силу резкой эндотермичности этого процесса.

Находка и изучение многочисленных зональных включений и силикатных стяжений в субвулканических телах базит-пикритового состава, прорывающих породы тараташского метаморфического комплекса дает возможность проследить некоторые способы взаимодействия расплава с вмещающими породами и показать, что значительные масштабы ассимиляции в КБП с петрологической точки зрения не имели непреодолимых затруднений.

Тараташский блок архей-раннепротерозойских метаморфических образований большинством исследователей относится к фрагменту кристаллического фундамента ВЕП, выведенному тектоническими процессами на поверхность. В настоящее время он находится на самом северном замыкании БМ. Мезопротерозойские субвулканические тела в тараташском дорифейском метаморфическом комплексе представлены не менее чем восемью известными к настоящему времени пикритпикродолеритовыми субвулканическими интрузиями. Они образуют секущие, преимущественно пологозалегающие, пластообразные (дайко- и силлоподобные) залежи и подсечены рядом поисковоразведочных скважин (Алексеев и др., 2003). Мощности их по разрезам скважин изменяются от 6 до 58 м, по падению они прослежены от нескольких десятков метров до 1 км и более. В.И. Ленных и В.И.Петров ограничивают возраст пикритов описываемого комплекса интервалом от 1800-1700 до 1200-1100 млн. лет, основываясь на том, что они моложе дорифейской гранитизации пород тараташского метаморфического комплекса и древнее диафтореза эпидот-амиболитовой фации в зонах бластомилонитов (Алексеев и др., 2003). Исходя из полученного нами модельного возраста флогопита (1314 млн. лет, <sup>87</sup>Rb/<sup>86</sup>Sr = 12.163) из пикритов, эти породы имеют мезопротерозойский возраст.

Рассмотрены типичные особенности пород одного из субвулканических тел Тараташского блока, мощностью от 25 до 56 м, вскрытого рядом скважин (Западно-Лысогорский участок). Снизу вверх по структурным особенностям, минеральному и химическому составам выделяются две хорошо выраженные зоны – пикритовая и пикродолеритовая. Плагиоклазсодержащие пикриты нижней зоны (мощностью до 5 м) по структурнотекстурным и минеральным признакам являются



Рис. 1. Результат разной степени ассимиляции расплавами (увеличение от "а" до "г") обломков доломита.

типичными кумулатами. Породы верхней зоны, о которых и пойдет речь ниже относятся к пикродолеритам. Структуры пикродолеритов – порфировидные, тонкозернистые. Вкрапленники составляют от 0 до 20% от породы и представлены Ol (резко преобладает), Срх, Орх. Основная масса пикродолеритов сложена Ol, Opx, Cpx, Pl, оксидами Fe и Ті, с размерами зерен от десятых до сотых долей мм. Составы минералов меняются от вкрапленников к основной массе в следующих пределах Ol (Fo(87–69)), Cpx(Mg#0.83–0.73), Opx (Mg#0.77– 0.72), Pl (An50-31). Особенностью этих пород является микротекстура и обилие включений. Включения. В породе встречаются многочисленные включения (рис. 1а) округленной изометричной (поперечником от долей мм до нескольких мм), неправильной и вытянутой формы. Макроскопически включения имеют черную окраску, под оптическим микроскопом видно, что они представляют собой полупросвечивающий агрегат мелких прозрачных минералов, среди которых в большом количестве присутствуют рудные минералы. Микротекстура. В СЭМ видно, что текстура пикродолеритов часто микрокомковатая. Отдельные округлые участки породы (стяжения в сотни микрон – первые мм в поперечнике), сложены теми же минералами, что и вся порода в целом, но соотношение минералов и их размеры другие (рис. 16, в). Эти округлые стяжения иногда сливаются, переходят одно в другое, границы их нечеткие, размытые, при этом комковатая текстура постепенно переходит в однородную.

В СЭМ четко видно, что <u>включения</u> нередко имеют концентрически-зональное строение, обусловленное разным набором минералов в каждой из зон. Границы между отдельными зонами включений очень неровные, извилистые, иногда резкие, иногда размытые, диффузионные.

Внутренняя зона включений – форстеритовая (до 2/3 площади) включений. Го этой зоны часто замещается вторичным агрегатом серпентина и хлорита. Подзона 2а (форстерит-магнетитовая). Магнетит и титаномагнетит присутствуют во всех зонах, но наибольшее количество их зерен сосредоточено, как правило, в тыловой части внутренней зоны, часто "расползаясь" на территорию следующих зон. Вокруг мелких зерен магнетита и ильменита нередко отмечаются тончайшие каймы перовскита, на который в свою очередь нарастает пикроильменит. Форстерит-шпинелевая зона (100-300 мкм) окружает форстеритовую. В форстеритовой и форстерит-шпинелевой зонах в виде мелких включений в Ol встречаются монтичеллит, перовскит, пикроильменит, апатит, периклаз. Иногда в этих зонах присутствует диопсид (рис. 2) в ви-



Рис. 2. Поля составов Срх.

Пикродолериты: 1 – ядра вкрапленников, 2 – края вкрапленников и микролиты. Включения: 3 – пироксеновая зона, фассаит; 4 – пироксеновая зона, диопсид. Стяжения – 5.

ВУЛКАНИЗМ И ГЕОДИНАМИКА, Екатеринбург, ИГГ УрО РАН, 2011

де дендритовидных выделений или, вместе с серпентином образуя скопления микронной зерен размерности в трещинах в Fo. Mg# Ol в форстеритовой зоне практически постоянна и составляет 0.97-0.99. В форстерит-шпинелевой зоне Mg# падает до 0.96-0.93. Содержание СаО в ОІ этих зон повышенное (0.17 – 1.64 мас%) при неравномерном и незакономерном распределении в пределах каждой зоны. Отметим, что в ОІ вмещающего пикродолерита содержание СаО невелико (0.17-0.23 мас. %). Ni в Ol включений отсутствует, тогда как в Ol пикродолерита содержание NiO в ядрах вкрапленников – 0.46–0.6 мас. %, в краях вкрапленников и микролитах - 0, 34-0.21 мас. %. Пироксеновая зона (до 200 мкм) является внешней зоной рассматриваемых включений. Она сложена изометричными и субпризматичными зернами фассаита (рис. 2). Внутренняя часть этой зоны иногда обогащены мельчайшими зернами мелилита. В некоторых включениях между форстерит-шпинелевой и пироксеновыми зонами отмечаются невыдержанная по ширине (до 200 мкм) шпинель-монтичеллитовая зона.

Для зерен Ol из <u>стяжений</u> (рис. 16, в) характерно отсутствие Ni, что на микроэлементном уровне сближает их с Ol включений. На диаграммах, характеризующих составы Срх, видно (рис. 2), что Срх стяжений занимает поля между составами авгита пикродолерита и фассаита включений.

Итак, тщательный анализ характера зональности, состава минералов и их ассоциаций позволяет нам сделать вывод, что рассмотренные включения являются магнезиальными скарнами и возникли в результате метасоматической переработки обломков доломитов в базитовых расплавах в условиях очень высоких температур и малых глубин (низкая летучесть СО<sub>2</sub>, периклазовая и монтичеллитмелилитовая фации глубинности Д.С. Коржинского) с последующим (близодновременным) магматическим замещением обломков. Доказательством развития процессов магматического замещения являются составы минералов <u>стяжений</u>. Магматическое замещение в данном случае заключалось в том, что между минералами магнезиальных скарнов (включений) и расплавом происходили, как обменные реакции (до достижения равновесных составов), так и реакции с конгруэнтным плавлением с освобождением тепла. Эти реакции вследствии закалочных процессов не всегда проходили до конца, свидетельством чему является наличие стяжений с широким набором составов минералов и постепенным переходом от составов скарнов к составам окружающей пикробазальтовой породы. <u>Стя-</u> жения можно интерпретировать как "тени" включений, в которых Ol и Cpx возникают в результате разной степени переуравновешивания минералов включений с окружающим расплавом. Вместе с тем, нельзя исключать возможности существования включений различного состава, и в таком случае <u>стяжения</u> представляют собой результат контаминации с полной перекристаллизацией первичного субстрата.

Структурно-текстурные особенности пикродолеритов указывают на значительное количество ассимилированных обломков доломитов (10-25%). Результаты ассимиляционных процессов сильно завуалировали кристаллизационная дифференциация, кумулятивные процессы, проходившие одновременно. Тем не менее, ясно, что при ассимиляции обломков доломитов расплавом имело место десилификация, появлении большого количества мелкозернистого Ol в конечных продуктах кристаллизации, если скарн начинал реагировать с расплавом при температурах выше перитектических. При реакциях скарна с расплавом при более низких температурах, перитектические реакции приводили к появлению в породах большого количества мелкозернистого Орх в основной массе, наряду с большим количеством Ol. Вероятно, что Ol было много, весь расплав мог уйти на эту реакцию, так что кристаллизация не достигала точки эвтектики, а заканчивалась раньше. Подобным образом могло происходить переуравновешивание и скарнового Срх. Также ясно, что Spl из метасоматизированных обломков реагировала с расплавом до появлениея Pl. Таким образом, хотя валовый состав породы, очевидно, более магнезиален по сравнению с неконтаминированным расплавом, главные кристаллизующиеся фазы равновесны этому расплаву. Быстрое затвердевание расплава в результате его реакций с обломками доломитов привело к появлению неравновесных пород пикробазльтового состава с такситовыми комковатыми текстурами, "тенями" обломков с размытыми диффузионными границами.

Геодинамическая интерпретация. Как уже отмечалось выше западный склон Южного Урала и восточная окраина ВЕП в мезопротерозое представляли собой единую структуру, платформенного типа с двумя подвижными зонами, представленными Камско-Бельским и Серноводско-Абдуллинским авлакогенами. Тараташский блок в современной структуре западного склона Южного Урала представляет собой активизированную тектоническими процессами и выведенную на поверхность северную часть бортовой зоны Камско-Бельского авлакогена, которая трассируется вдоль предполагаемого Осинско-Златоустовского интракрустального разлома в северо-западном направлении, т.е. в сторону Красноуфимского выступа кристаллического фундамента.

Возраст пикритов, характеризуемых в данной работе, соответствует машакскому уровню, следовательно карбонатные породы, ассимилированные расплавами имеют более древний, вероятнее всего "саткинский" возраст, т.к. именно карбонаты R<sub>1</sub> наиболее распространены как в этой части антиклинория, так и по всему авлакогену. Однако, в современной структуре Тараташского блока, в той части, где пикриты прорывают метаморфиты, саткинские породы отсутствуют. Они установлены в обрамлении тараташского комплекса с юго-запада, юга и юговостока, и далее к северу не прослеживаются. Следовательно, чтобы объяснить наличие ксенолитов карбонатных пород в пикритах, необходимо допустить надвигание тараташского блока в субширотноориентированной зоне, т.е. вдоль северного борта Камско-Бельского авлакогена; по времени такая тектоническая активизация должна совпадать или предшествовть машакскому магматизму.

Реальность таких событий доказывается схожей ситуацией в северном борту Серноводско-Абдулинского авлакогена, который обрамляет Татарский свод ВЕП с юга и ближе к Уралу сливается с Камско-Бельским в единый прогиб. В районе Троицкой структурной террасы, являющейся ярко выраженным бортовым уступом, пробурена скважина Морозовская 1, которая вскрыла почти полный разрез рифея, в том числе и доломиты калтасинской свиты (аналог саткинских доломитов), затем, пройдя несколько десятков м по породам кристаллического фундамента, снова вскрыла карбонатные породы, аналогичные калтасинским, правда лишь в виде тектонической брекчии.

Таким образом, можно предположить, что борта авлакогенов на рубеже раннего и среднего рифея представляли собой тектонически активные зоны сдвигового типа, по которым блоки кристаллических пород смещались, перекрывая карбонатные осадки саткинско-калтасинского уровня. Активные зоны были проницаемы для расплавов, которые по пути следования ассимилировали карбонатные породы. Тектоническая и магматическая активность северной бортовой зоны Камско-Бельского авлакогена не ограничивалась только Тараташским блоком. На продолжении этой зоны на запад, в скв. Восточно-Аскинской 1, также описаны тела пикритов и значительную часть вскрытого рифейского разреза занимают магматические породы основного состава, что позволяет предполагать более сложное строение машакской палеорифтогенной структуры, в частности, считать, что рифт простирался не только субмеридионально, но и в северозападном направлении.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Алексеев А.А., Алексеева Г.В. Ковалев С.Г. Дифференцированные интрузии западного склона Урала. Уфа: Гилем, 2003. 171 с.
- 2. Носова А.А., Сазонова Л.В., Горожанин В.М., Кузьменкова О.Ф. Мезопротерозойсие оливиновые габбронориты Башкирского антиклинория, Южный Урал: родоначальные расплавы и особенности эволюции магм // Петрология. 2010. № 1. С. 1–30
- Сазонова Л.В., Носова А.А., Ларионова Ю.О., Каргин А.В., Ковалев С.Г. Мезопротерозойские пикриты восточной окраины Восточно-Европейской платформы и Башкирского антиклинория: петрогенезис и особенности составово оливина и клинопироксена // Литосфера. 2011. № 3. С.

—— IV. 5. ВУЛКАНИЗМ СЛОЖНЫХ ГЕОТЕКТОНИЧЕСКИХ ОБСТАНОВОК ———

# ОСОБЕННОСТИ ПРОЯВЛЕНИЯ МЕЗОЗОЙСКОГО ВУЛКАНИЗМА КУРИНСКОЙ МЕЖГОРНОЙ ВПАДИНЫ

## © 2011 г. А.С.Салахов

Институт геологии Национальной Академии Азербайджана, Баку, azingeo@mail.az

Куринская межгорная впадина (КМВ) принадлежит к системе внутренних прогибов альпийского складчатого пояса. Располагаясь между горноскладчатыми сооружениями Большого и Малого Кавказа, она представляет собой крупную область погружения, и как самостоятельный структурнотектонический элемент при теперешних своих контурах, сформировалась в олигоцен – четвертичном периоде, когда в её пределах окончательно взяли верх погружение, и повсеместно установился морской режим с накоплением мощной толщи молассовых отложений. Для изучения глубинного строения, а также оценки перспектив нефтегазоносности глубоких горизонтов в пределах КМВ проведено большое количество геолого-геофизических исследований (гравиметрические, сейсмические магнитометрические и др.) и пробурены многочисленные поисково-разведочные и параметрические скважины глубокого бурения, в том числе и Саатлинская сверхглубокая (СГ-1), достигшая глубины свыше 8300 м. Анализ и интерпретации этих материалов показывает, что территория КМВ в мезозойской тектономагматической активизации Кавказского сегмента альпийского пояса была ареной интенсивного проявления вулканических процессов, охвативших широкий временной интервал и приведших к накоплению мощной (вскрытая суммарная мощность свыше 5 км) вулканогенной толщи. В деятельности вулканизма по совокупности геологических, петролого-геохимических и радиологических данных чётко выделяются три этапа: среднеюрский, верхнеюрско-нижнемеловой и верхнемеловой, которые объединяют сложный комплекс вулканических пород, возникших в определённых геодинамических обстановках (Шиалибейли, и др.1984). Каждому из этих этапов соответствует специфический тип ассоциации вулканических пород, состоящих из дифференцированных рядов. При этом породные ассоциации каждого последующего этапа начинаются и заканчиваются более щелочными по составу вулканитами, чем породные ассоциации предыдущего этапа. Анализ размещения продуктов вулканизма свидетельствует в пользу его линейного характера, имеющего также чёткую структурную позицию. Ассоциации вулканических пород сконцентрированы, главным образом, в двух линейных зонах. Одна из них (зона Кюрдамир-Саатлинского погребённого поднятия)

имеет субмеридиональную ориентировку и контролируется Западно-Каспийским глубинным разломом, а другая, протягиваясь в субширотном направлении, приурочена к Предмалокавказским системам глубинных разломов.

Продукты инициального среднеюрского этапа вулканизма представляют собой непрерывный ряд пород от базальтов до плагиориолитов с преобладающими базальтами, подчинённым объемом андезитов и близким к ним во вскрытой части разреза кислых пород. Вулканические процессы имели преимущественно эксплозивный характер, что привело к резкому преобладанию продуктов вулканокластической фации. По своему составу большая часть вулканокластитов идентична с лавовыми комплексами, с которыми они нередко чередуются. Начальные фазы вулканизма характеризуются извержением большого количества кислых продуктов. Позже появляются среднекислые и основные разновидности. На фоне общей антидромной последовательности залегания пород в разрезе устанавливается второстепенная ритмичность, выраженная в двукратном проявлении андезитов, а также в различии состава базальтов залегающих на разных уровнях разреза. Петрогеохимический облик продуктов среднеюрскоговулканизма свидетельствует о принадлежности их к известково-щелочным сериям пород со средним характером родственной группы. Для них характерна высокая глиноземистость, низкая магнеэиальность, устойчивый калиевонатриевый тип щелочности, обогащённость лёгкими лантаноидами, (Кременецкий и др., 1990) и низкая концентрация радиоактивных элементов. Им свойственно направленное изменение петрогеохимических трендов от начальных дифференциатов к конечным. Это выражается в согласованном изменении основных параметров: с ростом кремнекислотности увеличивается концентрация шелочей (накопление калия происходит более интенсивно, чем натрия, что приводит к увеличению отношения К/Na) и уменьшаются железо-титановые компоненты. Падение магнезиальности сопровождается уменьшением глиноземистости и известковистости состава.

Верхнеюрско-нижнемеловой этап вулканизма отличается ослаблением интенсивности проявления и более спокойным характером деятельности вулканических процессов, приведших к формиро-

ванию ассоциации пород базальт- андезит- дацитого ряда с резким преобладанием основных и среднекислых разновидностей. В начальной фазе вулканизма происходило накопление продуктов преимущественно основного состава. В более поздние фазы появляются среднекислые и кислые разновидности, что в целом показывает гомодромную последовательность развития вулканической деятельности. По своим петрогеохимическим особенностям они аналогичны с ассоциациями пород типичных известково-щелочных серий островных дуг, прошедших достаточно длительную историю развития. Общей особенностью всех разновидностей пород является одинаковый тип (калиево-натриевый) щелочности, высокая глиноземистость, низкая магнезиальность и согласованное изменение петрохимических трендов по мере роста кремнекислотности состава. Устойчивый тип щелочности во всех типах пород в сочетании с другими петрогеохимическими признаками (по характеру изменения основных показателей – коэффициент титанистости, глиноземистости, железистости и т.д.; по уровню концентрации и характеру распределений ряда индикаторных элементов – K, Rb, Ba, Sr, РЗЭ и др.) свидетельствует о генетическом родстве всех типов пород верхнеюрско-нижнемелового комплекса. Изменение состава от основных к кислым носит закономерный характер. Каждая последующая и более кремнекислая порода в этом эволюционном ряду наследует именно те важнейшие петрогеохимические черты, которые присуще более ранним и более основным типам пород.

Верхнемеловой этап вулканизма характеризуется более интенсивным проявлением вулканических процессов с широким разнообразием состава его продуктов. По основным петрогеохимическим признакам вся совокупность верхнемелового вулканизма четко подразделяется на три ряда: породы нормальной калиево-натриевой щелочности, субщелочные породы калиево-натриевой щелочности и субщелочные породы калиевой щелочности (высококалиевые породы повышенной щелочности). Породы нормальной щелочности распространены незначительно и приурочены, в основном, к нижним частям разрезов, что указывает об образовании их в начальной фазе вулканизма. Субщелочные породы калиево-натриевой щелочности распространены широко и, как правило, во всех разрезах сменяют породы нормальной щелочности. Породы калиевой щелочности (шошонит- латитовая серия) образуются в завершающей стадии мезозойского вулканизма КМВ. Главной особенностью состава пород этого комплекса является преобладание калия над натрием и его повышенная роль в общем потенциале щелочей. Для каждого комплекса присущ своеобразный характер изменения вещественного состава, что выражается в закономерной смене петролого- геохмических особенностей пород по мере развития вулканических процессов. Ассоциация пород нормальной щелочности характеризуется слабой дифференцированностью состава и представлена базальтами, андезитами и дацитами преимущественно в лавовой фации. По петрогеохимическим признакам они весьма близки к вулканитам анологичного комплекса верхнеюрско-нижнемелового этапа, отличаясь от них лишь относительно повышенными содержаниями щелочей, магния, железа и титана. Все типы пород нормальной щелочности относятся к насыщенным кремнеземом породам, характеризующимся высокой глиноземистостью и умеренной железистостью и магнезиальностью. По мере увеличение кремнекислотности обнаруживается слабая тенденция роста железистости. Однако, в отличие от толеитовой серии, абсолютное накопление железа отсутствует.

Трахибазальт- трахиандезит- трахитовый комплекс является самым распространенным среди продуктов верхнемелового вулканизма и сопряжен в пространстве и во времени как с породами нормальной щелочности, так и повышенной калиевой щелочности. Все разновидности пород трахибазальт - трахиандезит - трахитового комплекса, несмотря на различия в кремнекислотности, обладают сходством минерального и химического составов. Для них характерными являются повышенная глиноземистость и щелочность, умеренная титанисность и железистость, относительно высокая степень окисленности. Главным трендом эволюции состава пород комплекса яляется умеренно- щелочная тенденция, выраженная в согласованном изменении кремнекислотности и щелочности, меланократовости и лейкократовости.

Ассоциация высококалиевых (шошонит-латитовая серия) пород формировалась в заключительной стадии развития мезозойского вулканизма КМВ. Петролого-геохимическое своеобразие пород шошонит-латитового комплекса определяется высокой калиевостью состава, перенасыщенностью глинозема, аномально низким содержанием титана, высокими концентрациями крупнокатионных литофильных элементов (Ba, Sr, Rb, K, La, Ta). Для них характерна также низкая степень окисленности железа, относительно низкое значение отношения Fe/Mg и постепенное его снижение по мере роста кремнекислотности.

В целом, проявление мезозойского вулканизма в пределах КМВ имеет сложно- ритмичный, но вместе с тем определенно направленный характер. Устанавливается что, в рамках каждого этапа формируются вулканогенные комплексы, состоящие из дифференцированных рядов пород, обладающих сходными петрогеохимическими особенностями, свидетельствующими о цикличном характере его развития. Об этом же свидетельствует, также единый характер трендов эволюции состава вулканических продуктов. Как правило, тренд эволюции состава направлен в сторону увеличения щелочности (более интенсивно калиевости) и кремнекислотности с одновременным уменьшением железистости и магнезиальности пород. Наряду с этим пролеживается направленный характер изменения химизма продуктов вулканизма во времени. От ранних этапов к более поздним состав вулканитов становится более щелочным, магнезиальным, глиноземистым и титанистым. На фоне такого общего изменения в процессе эволюции, меняется также и характер щелочности: натриевая специфика продуктов начальных фаз вулканизма в дальнейшем сменяется калиево-натриевым и далее калиевым типом щелочности.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- 1. Шихалибейли Э.Ш., Мамедов А.В., Алиев А.Д. и др. Геотектонические развития Куринской впадины. Баку: Элм, 1984. 110 с.
- 2. Кременецкий А.А., Лапидус А.В., Скрябин В.Ю. Геолого-геохимические методы глубинного прогноза полезных ископаемых. М: Наука, 1990. 223 с.

## 

# К ВЫДЕЛЕНИЮ ПОЗДНЕПАЛЕОЗОЙСКИХ ОКРАИНО-КОНТИНЕНТАЛЬНОГО И ВНУТРИКОНТИНЕНТАЛЬНОГО ВУЛКАНО-ПЛУТОНИЧЕСКИХ ПОЯСОВ КАЗАХСТАНА

# © 2011 г. Э. Ю. Сейтмуратова, Ф. Ф. Сайдашева, Я. К. Аршамов, Ш. А. Жакупова, Л. П. Парфенова, Р. Т. Баратов

Институт геологических наук имени К.И. Сатпаева, г. Алматы, Республика Казахстан, seimuratova 88@mail.ru

Последние полвека (30–40 лет) характеризуются огромным потоком исследований и публикаций, свидетельствующих о растущем понимании геодинамических процессов с позиций новых геотектонических концепций (плюмовой, плитной и др.), опирающихся на обстановки формирования геологических формаций современных геоструктур. Число же работ, посвященных реконструкции палеотектонических обстановок и палеогеодинамических режимов формирования допалеозоид и палеозоид континентов неизмеримо меньше.

Недостаточное количество исследований по типизации палеозон континентов с позиций современных концепций и моделей геодинамических процессов напрямую касается и Казахстана. Последний, в позднем палеозое являлся частью Центрально-Азиатского складчатого пояса, представляя собой сложную разновозрастную область, в которой формировались герцинские Жонгаро-Балхашская, Зайсанская и Уральская складчатые системы, разделяющиеся каледонскими Кокшетау-Северо-Тяньшаньской и Шынгыс-Тарбагатайской складчатыми системами, обладающими своей тектонической зональностью.

Для исследования в свете современных геодинамических концепций таких интереснейших мегаструктур земной коры, как вулкано-плутонические пояса (ВПП) Казахстана и выявления в них закономерностей пространственно-временных и парагенетических соотношений между геологическими и рудными формациями авторы использовали единственно объективный и комплексный, с их точки зрения, формационный метод или метод структурно-вещественных комплексов. Актуальность упомянутой методологии определяется тем, что в период смыкания и перехода от старой геосинклинальной парадигмы к новым геодинамическим концепциям - геологи вынуждены оперировать единственно реальной константой - это составом горных пород и их парагенетическими ассоциациями, т. е. формациями. Универсальность понятия "формация" определяется тем, что она несёт на основе её вещественного состава информацию об обстановках её формирования. Выявлено, что магматические формации зачастую оказываются более чутким индикатором геодинамических процессов,

чем осадочные. Это естественно, поскольку магматизм является первичным отражением эндогенных режимов Земли, определяющих проявление собственно геодинамических процессов, в отличие от осадочных экзогенных процессов, вторичных по своей природе.

В свете этого Жонгаро-Балхашская складчатая область, большую часть площади которой составляют позднепалеозойские ВПП, понимаемая исследователями в последние годы [Афоничев, 1966 и др.] как огромный подковообразный континентальный массив, обрамляющий почти вокруг, за исключением юго-восточного сектора, консолидированный фрагмент окраинного Жонгаро-Балхашского палеобассейна и характеризуемый резким изменением структуры коры, повышенной тектонической активностью, широким проявлением как латеральных, так и вертикальных движений, приуроченностью к ним крупных центров вулканизма, формирующих целые вулканические горные цепи и массивы, представляется весьма интересной и перспективной для проведения формационных исследований.

Термин "вулканический пояс" (ВП) используется в геологической литературе давно, однако до специальных работ, посвящённых различным геологическим структурам, развитие которых сопровождается магматической активностью, этим термином пользовались свободно, он не имел определённого значения [Вулканические пояса, 1984]. После работ 50-х годов, посвящённых вулканическим поясам: Охотскому, Чаткало-Кураминскому [Устиев, 1962, Белый, 1970 и др.] и Центрального Казахстана [Богданов, 1965], эти структуры стали привлекать всё больше и больше внимания. В настоящее время всеми исследователями признаётся факт широкого развития вулканических поясов, которые свойственны большей части структурных элементов земной коры на всех стадиях их развития [Арапов, 1981, Хаин, 2000, Щеглов, 1982 и др.].

Учитывая многообразие типов ВП, связанных с разнообразными обстановками их формирования, в современной литературе существует много разноречивых определений и систематик ВП [Хаин, 2000. Федчин, 1979 и др.]. При всём этом, в большинстве своём определения ВП всё же приближаются к определению В. Е. Хаина, который считает, что "вулканический пояс представляет собой протяжённую (многие сотни, иногда тысячи километров) и относительно узкую (десятки, иногда сотни километров) геологическую структуру, формирование которой охватывало одну или несколько стадий развития и сопровождалось интенсивной вулканической и. связанной с нею. плутонической деятельностью. Поэтому практически все ВП одновременно являются вулкано-плутоническими (ВПП)". Однако количественные соотношения вулканических и плутонических продуктов в разных типах поясов резко изменчивы. В общем случае в условиях кислого магматизма возрастает роль интрузивных формаций.

В свете приведённых определений ВП и описанных во многих публикациях их общих характерных признаков, идентификация выделенных авторами в ЖБСО двух мегаструктур – Тасты-Кусак-Котырасан-Алтынэмельской и Балхаш-Илийской в качестве ВПП представляется вполне обоснованной. Выделенные ВПП относятся к двум разным типам ВПП.

В соответствии с классификацией ВП В.Е. Хаина и классификацией ВП Востока Азии, принятой в последние годы, на основании обобщения многочисленных публикаций крупнейших знатоков геологии восточных районов России – Г. М. Власова, Н. А. Шило, М. И. Ициксона, Л. И. Красного, В. Ф. Белого, П. М. Хренова и других, а также исследований В. В. Белоусова, А. А. Богданова, С. Н. Иванова, Ю. А. Косыгина и др., выделенные два ВПП в ЖБСО больше всего соответствуют двум типам: окраинно-континентальным (или краевым) ВП и ВПП областей тектоно-магматической активизации (или внутриконтинентальным).

Вулканические пояса рассматриваемых типов формируются в наземных континентальных условиях; они являются наложенными образованиями, возникающими, как правило, на консолидированном жестком субстрате, и чаще всего развивающимися независимо от геологических структур субстрата.

В то же время некоторые исследователи (Власов, Федчин и др.) до последнего времени продолжали считать, что подобные континентальные ВПП формируются на поздних этапах развития геосинклиналей, в их орогенную стадию (поздние этапы развития геосинклиналей, по Ю.А. Билибину). Разнобой мнений относительно природы внутриконтинентальных ВПП обусловлен различным пониманием геологами орогенного этапа развития геологических структур. Если отбросить дискуссионную сущность понятия "орогенез", то единогласным для обсуждаемых типов ВПП является: образование в континентальных условиях на разнородном и разновозрастном фундаменте четкое наложение на структуры субстрата и континентальные вулканогенные и вулканогенно-осадочные образования различного состава, широкое развитие магматогенных кольцевых структур.

Формирование поясов описываемого типа неразрывно связано с активизацией тектонической деятельности, подновлением и образованием новых крупных зон разрывных нарушений. Кроме того, развитие ВПП всегда сопровождается интенсивной интрузивной деятельностью, представленной, как правило, образованием штокообразных, линейно вытянутых трещинных субвулканических и гипабиссальных интрузий различного состава.

Так окраинно-континентальный (краевой) каменоугольный Тасты-Кусак-Котырасан-Алтынэмельский ВПП (табл. 1) имеющий протяжённость немногим более 1000 км при ширине от 15-20 км, местами до 50-60 км, располагается на границе Джунгаро-Балхашского окраинного палеобассейна и окраины Казахстанского микроконтинента на коре переходного типа, обнаруживая почти непрерывное наращивание формационных комплексов начального этапа формирования пояса комплексами, собственно ВПП, т.е. более поздними. Не менее важной особенностью описываемого ВПП является строгая приуроченность его к региональным разломам сбросово-сдвигового характера, имеющим обычно широкое развитие, по материалам Дальневосточных ВПП [Белый, 1970. Зимин С.С. 1991 и др.], в зоне перехода от континента к океану. Вряд ли эти зоны глубинных разломов можно уподоблять зонам Беньофа, но несомненная их "глубинность" подтверждается геофизическими данными [Хаин и др.]. Это допускает возможность достижения ими мантийных участков тектоносферы, и, в свою очередь, определяет проявление интенсивных процессов вулканизма и интрузивного магматизма, а в итоге – формирование окраинно-континентального Тасты-Кусак-Котырасан-Алтынэмельского ВПП. Окраинно-континентальное положение описываемого ВПП определяется значительным количеством в разрезах начального комплекса ВПП (кусакская свита) помимо вулканогенно-осадочных еще и осадочных отложений, свидетельствующих о прибрежноморских условиях их образования. Стабильно выдерживающийся по всему поясу натровый тип щелочности у вулканогенных пород кусакской свиты ( $C_1v_2$ - $s_1ks$ ) также может свидетельствовать о незрелости континентальной коры в основании пояса и, а вероятнее всего, об ее переходном типе.

Внутриконтинентальный Балхаш-Илийский ВПП (см. табл. 1) имеющий протяжённость более 1600 км при ширине от 50–100 до 120–200 км (чаще в северном сегменте), опоясывает с внешней (тыловой) стороны окраинно-континентальный ВПП, будучи смещённым внутрь континента от границы палеобассейна на 40–100 км. Внешняя или тыловая граница Балхаш-Илийского пояса на совре-

Таблица	1. Сравнит	ельна	я характеристика проявления вулк	анической деятелы	ности в позднепале	озойских ВШІ ЖБ	CO		
Основн	ые области п	троявле	ния позднепалеозойского вулканизма	Каменоульно-перм нентальны	ский Балхаш-Илийски й вулкано-плутоничес	ій внутриконти- кий пояс	Каменоугольный Алтынэмельский ок	і Тасты -Кусак-І раино-континен	сотырасан- тальный ВШП
әские		Bo3- nacr	Структурно-формационные зоны (СФЗ) и мегазоны*	I.Успенская, II.Западно- V.Восточно-Токрауская,	Токрауская, III.Жантауска VIII.Котанэмельская, IX.Б	я, IV.Южно Токрауская, аканасская, Х.Илийская	Тасты -Кусак-	Площадь распрост-	Объем свиты,
Вулканич циклы позднего палеозоя	Подциклы	СВИТ	Мощность свит <u>min-max</u> свит свит	Мощности свит (сред. статистич. и суммма средних, м)	Площадь распрост- ранения свит, S, (кв. км)	Объем свит, (куб. км)	котырасан- Алтынэмельская, VI	ранения свиты, S (кв. км)	(куб. км)
-	5	ω	4	5	9	7	8	9	10
N	кислый	P.	сейриктауская (sr), жанская (žn), малайсаринская (ml)	cp.,-318 Σcp955	15429	14734695			
	средне- основной	$\mathbf{P}_{^{+2}}$	майтасская (mt), бакалинская (bk), жельдыкоринская (žk)	ср. <sub>3</sub> -649 ∑ср1946	18162	35343252			
	кислый	$\mathbf{P}_{-}^{2}$	шангельбайская (§n), верхнекызылкиинско-кармысская	ср. <sub>s</sub> -594 ∑ср4750	82242	390649500			
111			$(KZ_2 + K\Gamma)$ , $KaJIT = 13 aT a LLCK a (Zg)$						
	средне- основной	$\mathbf{P}_{I}$	достарская (ds), джантельдинская (dz), ушмолинская (uš), нижнекызылкиинская (kz,),	ср. <sub>s</sub> -388 Σср3102	92385	286578270			
			бескайнарская (bs)	4					
	кислый	C <sub>2-3</sub> C,mC,gž	коскызыльская (ks), колдарская (kl), кунгисаякская (kn), таскоринская (ts), верхнекугалинская (kug,)	cp. <sub>8</sub> -474 Σcp3795	69399	263369205	330-750 cp. <sub>6</sub> -535	14523	7769805
Π		C, C,b,-m,	керегетасская (kg), тастыкудукская (tk), баканасская (bk), нижнекуталин- ская (kug <sub>1</sub> ), знаменская (zn)	ср. <sub>10</sub> -647 ∑ср6475	67319	435890525	100-1500 cp. <sub>11</sub> -659	26902	17728418
	средне- основной	C <sub>1-2</sub> C <sub>1</sub> s,-C <sub>2</sub> b <sub>1</sub>	калмакэмельская (kr), бурултасская (br), дегерезская (dg)	$cp_{-8}^{-771}$	67043	413387138	120-2800 cp.,s-791	29225	23116920
		$C_1$ $V_2$ - $S_1$	каркаралинская (kr), кусакская (ksk), алабинская (al), батпакская (bt)	cp. <sub>s</sub> -854 Σcp6835	56191	384065485	120-2000 cp. <sub>13</sub> -845	30000	2535000
Общая мог	цность (по с	р. знач	.) вулканитов в поясе	34024			2740		
Мощность	основных и	средни	их вулканитов в поясе	13606,25			1086,75		
Мощность	кислых вулн	канито	з в поясе	17417,75			1653,25		
Объем вул	ханитов осно	OBHOLO	состава в поясе			2416333937,5			24004170
Объем вул Общий обт	канитов кисл ем вулканит	TOLO CO	CTABA B IIONCE DACE			8165058009.5 10581391947			27145978 51150148

2 Ă Ċ

ВУЛКАНИЗМ И ГЕОДИНАМИКА, Екатеринбург, ИГГ УрО РАН, 2011

389

менном эрозионном срезе неровная с резкими смещениями вдоль поперечных глубинных разломов Сокуркой-Гульшад-Биркси-Торткульского, типа Сарыоба-Керегетас-Акшокы-Сымбыльского, Центрально-Кызылрайского, Центрально-Жонгарского и других, определивших проявление позднепалеозойского вулканизма во внешнем каледонском обрамлении. Граница внутриконтинентального Балхаш-Илийского ВПП с окраинноконтинентальным Котырасан-Кусак-Тастыйским также сложная и совмещается с серией глубинных разломов, являющихся часто магмоконтролирующими, что подверждается приуроченностью к ним выходов интрузивных массивов, главным образом, раннекаменноугольных гранитоидов балхашского и музбельского комплексов и вулканических жерл. Так, на протяжённый пограничный Конырат-Борлы-Шозекский глубинный разлом как бы "нанизаны" раннекаменноугольные интрузивные массивы Торткуль, Каратеке, Кызылжал. К большей части также пограничного Пойтакского разлома приурочен "музбельский пояс" раннекаменноугольных гранитоидов и т.д. Описываемая граница ВПП является и своеобразным петрохимическим "барьером", так как к ней приурочена резкая смена щёлочности магматитов с натриевого на нормальный и даже калиевый тип.

Помимо различного структурно-тектонического положения, описываемые ВПП отличаются различными площадями (ареалами) распространения позднепалеозойских вулканитов, мощностями разрезов и длительностью проявления вулканизма позднего палеозоя и, соответственно, различными ассоциациями вулканогенных и вулканогенно-осадочных формаций. Достаточно сказать, что объем продуктов вулканизма в Тасты-Кусак-Котырасан-Алтынэмельском краевом вулканическом поясе составляет 75302 км<sup>3</sup>, а в Балхаш-Илийском внутриконтинентальном ВПП – более 277518 км<sup>3</sup> (см. табл. 1). Анализ проявления позднепалеозойского вулканизма в поясах, исходя из объемов его продуктов на различных и одинаковых хроноуровнях (см. табл. 1) показывает также различную эволюцию их вулканов. В то же время синхронное развитие вулканизма в обоих ВПП определяет много общих закономерностей их развития.

Из них прежде всего следует отметить многократно-ритмичную смену пород основного и кислого состава, т.е. позднепалеозойский вулканический мегацикл распадается на ряд элементарных циклов, вещественно представленных конкретными, в понимании Ю. А. Кузнецова андезитоидными и риолитоидными вулканическими формациями, фиксирующими определенные моменты в истории вулканического цикла. Отмеченная полицикличность в эволюции позднепалеозойского вулканизма ЖБСО является отражением в региональном масштабе общеизвестной глобальной закономерности развития вулканических процессов [Моссаковский А.А. 1975, Борукаев, 1968, Азбель, 1966 и др.].

Подобными, наиболее известными примерами вулканических областей со сходным строением разрезов могут служить Чаткало-Кураминский регион [Арапов, 1981 и др.], Тихоокеанское побережье, [Фролова, 1997, Ломизе, 1983 и др.], Монгольский сектор Урало-Охотского (или Центрально-Азиатского) подвижного мегапояса [Коваленко, 1983, Ярмолюк, 1991 и др.]. ———— IV. 5. ВУЛКАНИЗМ СЛОЖНЫХ ГЕОТЕКТОНИЧЕСКИХ ОБСТАНОВОК ———

# ОСОБЕННОСТИ ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ ОБСТАНОВОК ОБРАЗОВАНИЯ МЕТАБАЗИТОВ ХАРБЕЙСКОГО МЕТАМОРФИЧЕСКОГО КОМПЛЕКСА

#### © 2011 г. Н.С.Уляшева

Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, г. Сыктывкар, e-mail: ovgrakova@geo.komisc.ru

Харбейский метаморфический комплекс расположен на Полярном Урале в пределах одноименного тектонического блока и состоит из различных плагиогнейсов, амфиболитов и сланцев. Комплекс характеризуется северо-западным структурным планом и имеет раннепротерозойский возраст [Пыстина, Пыстин, 2002].

С целью изучения вещественного состава и установления геологических взаимоотношений пород Харбейского блока задокументированы естественные обнажения вдоль р. Б. Харбей и ее притоков. Наиболее детально были изучены амфиболиты ханмейхойской свиты, которые в отличие от плагиогнейсов наименее подвержены процессам гранитизации и наиболее подходят для геодинамических реконструкций.

В нижнем течении р. Б. Харбей массивные и слабосланцеватые равномернозернистые амфиболиты в виде пластообразных тел мощностями от 1 до 100 м переслаиваются с амфибол-биотитовыми и гранат-биотитовыми плагиогнейсами. Они состоят в основном из амфибола и плагиоклаза. Вверх по течению породы отличаются сильной рассланцованностью. Наблюдается разнообразный минеральный состав амфиболитов. В них появляется гранат, клиноцоизит, мусковит, биотит и хлорит.

Большинство исследователей амфиболиты харбейского комплекса относят к метабазитам [Реконструкция первичной..., 1980; Душин, 1997; Кузнецова (Уляшева), 2008]. Залегание метабазитов в виде пластов среди плагиогнейсов, четкие границы между ними, отсутствие секущих контактов позволяют отнести их к вулканогенным образованиям.

Содержания кремнезема в метабазальтах харбейского комплекса варьирует от 41.2 до 58.69%. По количеству титана породы разделились на низко- (до1.2%), умеренно- (1.2–1.5%) и высокотитанистые (более 1.5%) разновидности. По параметрам FeO/MgO – SiO<sub>2</sub> амфиболиты относятся к толеитовой и известково-щелочной сериям. Изучаемые породы являются натриевыми и калиево-натриевыми; низко-, умеренно- и высокоглиноземистыми метавулканитами.

Для реконструкции геодинамических обстановок образования пород наиболее информативными являются содержания в них редких и редкоземельных элементов [Pearce, Cann, 1973; Хьюджес, 1988]. В нижних частях разреза ханмейхойской свиты метабазиты наиболее дифференцированы (рис. 1а), обогащены легкими редкоземельными элементами в 40–60 раз относительно хондрита, а содержания тяжелых элементов превышает хондритовые в 10–20 раз. На спайдер-диаграмме наблюдается европиевая аномалия и повышенные содержания стронция, рубидия, тантала и ниобия относительно базальта N-COX. Такое соотношение элементов сближает эти метабазиты с континентальными рифтогенными толеитами, а также с платобазальтами, распростарненными в шельфовых областях окраинных и внутренних морей [Фролова, 2001].

Выше по разрезу в метабазитах понижается содержание тантала (рис. 1б), что характерно для островодужных и умеренно-обогащенных толеитов окраинных морей [Фролова, Бурикова, 1997]. В последних количество тантала, ниобия, титана и легких редкоземельных элементов немного выше, чем в островодужных образованиях, поэтому они более схожи с рассматриваемыми метавулканитами харбейского комплекса.

В верхах разреза ханмейхойской свиты метабазиты характеризуются пологим спектром распределения редкоземельных элементов относительно хондрита, т.е уменьшаются содержания легких редкоземельных элементов (рис. 1в). Отношение La/Yb варьирует от 1.6 до 2.6. На спайдердиаграммах наблюдается обогащение пород литофильными элементами с крупными ионными радиусами и некоторое обеденение элементами с высокой силой поля. Четкий танталовый минимум, имеющийся у островодужных базальтов, не отмечается. Содержания тантала пониженные, близкие к содержанию в N-COX, что сближает данные метабазиты с умеренно-обогащенными базальтами окраинных морей.

Таким образом, вверх по разрезу происходит обеденение пород легкими редкоземельными элементами и танталом.

Учитывая выше приведенные характеристики, можно предположить, что в изучаемом разрезе намечается временной ряд магматических образований, соответствующий начальным стадиям эволюции окраинного моря. Возможно, континентальный рифтогенез предшествовал раскрытию этого моря. Результаты геохимических исследований дают основание для интерпретации харбейского ком-



**Рис. 1.** Содержания редких и редкоземельных элементов в метабазитах харбейского комплекса, нормированных относительно хондрита и базальта N-COX (пояснения в тексте).

плекса как фрагмента краевой части палеоконтинентальной области.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- 1. **Душин В. А.** Магматизм и геодинамика палеоконтинентального сектора севера Урала. М.: Недра, 1997. 213 с. ил.
- Кузнецова (Уляшева) Н. С. Состав и условия формирования мафитов харбейского комплекса (Полярный Урал) // Литосфера, 2008. № 1. С. 51–65.
- Пыстина Ю.И., Пыстин А. М. Цирконовая летопись уральского докембрия. Екатеринбург: УрО РАН, 2002. 168 с.
- Реконструкция первичной природы метаморфических пород харбейской серии Полярного Урала по их

химизму / Р. А. Исхаков, Э. А. Сычева, А. Ф. Федосеев, А. Г. Бронников В кн.: Научно-техническая конференция, посвященная 110-й годовщине со дня рождения В. И. Ленина: Тез. докл. Свердловск, СГИ. 1980.

- 5. Фролова Т. И., Бурикова И. А. Магматические формации современных геотектонических обстановок: Уч. пособие. М.: МГУ, 1997. 320 с.
- 6. **Фролова Т. И.** Магматизм окраинных и внутренних морей и его роль в их образовании (Вестник ОГГГГН РАН, № 2 (17)). 2001.
- 7. **Хьюджес Ч.** Петрология изверженных пород. М.: Недра, 1988. 320 с.
- Pearce J. A., Gann J. K. Tektonic setting of dasle volcanic rocks determined using trace element analyses. Farth Planet. Sol. Lett., 1973. V.19. N 2. P. 290–300.

ВУЛКАНИЗМ И ГЕОДИНАМИКА, Екатеринбург, ИГГ УрО РАН, 2011

## = IV. 5. ВУЛКАНИЗМ СЛОЖНЫХ ГЕОТЕКТОНИЧЕСКИХ ОБСТАНОВОК —

# НЕОГЕНОВЫЕ ВУЛКАНИЧЕСКИЕ ПЛАТО ХЭВЭН И ТУМУСУН ЮГО-ЗАПАДНОГО ФЛАНГА БАЙКАЛЬСКОЙ РИФТОВОЙ ЗОНЫ: МИНЕРАЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ БАЗАЛЬТОИДОВ КАК СЛЕДСТВИЕ УСЛОВИЙ МАГМООБРАЗОВАНИЯ И ГЕТЕРОГЕННОСТИ ЛИТОСФЕРНОЙ МАНТИИ

© 2011 г. С. С. Цыпукова\*, Е. И. Демонтерова\*\*, А. Б. Перепелов\*

\*ИГХ СО РАН, Иркутск, svetats@igc.irk.ru \*\*ИЗК СО РАН, Иркутск, dem@crust.irk.ru

На основе новых данных по труднодоступным ареалам вулканизма Байкальской рифтовой зоны (БРЗ), расположенным на ее юго-западном фланге, в докладе демонстрируются минералогогеохимические различия базальтоидов, позволяющие предполагать значительные вариации условий магмообразования или вещественной гетерогенности литсоферной мантии в миоцене по простиранию структуры.

Исследования выполнены на примере вулканических плато Хэвэн Залу Урийн Сарьдаг (Хэвэн) в Восточном Прихубсугулье и Тумусун в западной части хребта Хамар-Дабан (рис. 1). Обе рассматриваемых вулканических структуры расположены в широтном направлении на расстоянии ~ 120 км другу от друга вдоль оси БРЗ. Вулканическое плато Хэвэн (2431 м) находится в области сочленения Хамар-Дабанского и Джидинского террейнов [Беличенко и др., 2003] и представляет собой слабо денудированную вулканогенную толщу общей мощностью до 250 м, в разрезах которой насчитывается суммарно более 30-ти моногенных лавовых покровов. Полученные нами данные <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar инструментального датирования трех образцов щелочных базальтов и базанитов плато из нижних и верхних лавовых покровов показали их ранне-среднемиоценовый возраст в диапазоне 20–15.5 млн. лет [Перепелов и др., 2010]. Лавы плато представлены главным образом гавайитами и редко базанитами. Вулканическое плато Тумусун (2369 м) находится на водоразделе верховьев рек Тумусуна и Утулика и является одним из крупнейших центров извержения лав в неогеновом ареале базальтоидного вулканизма хребта Хамар-Дабан. Это ареал п находится в пределах структуры раннепалеозойского Хамар-Дабанского террейна. Мощность лавовых покровов вулкана достигает 500 м. Породы вулкана представлены щелочными оливиновыми базальтами. гавайитами и реже базанитами. Средне-позднемиоценовый возраст вулкана (15-9 млн. лет) определен ранее К/Аг методом [Киселев и др., 1979].

Лавы вулкана Тумусун и плато Хэвэн имеют сходные структуры и минеральные парагенезисы. Это редко- и мелко-порфировые породы. Среди вкрапленников в породах абсолютно преобладают идиоморфные и ксеноморфные оливины (Ol), редкие вкрапленники представлены клинопироксенами (Срх) и плагиоклазами (Pl). В основной массе



**Рис. 1.** Положение неогеновых вулканических плато Хэвэн и Тумусун на Юго-Западном фланге Байкальской рифтовой зоны [Карта магматических формаций..., 1988; Гарваа и др., 1998].

1 – архей-протерозой-фанерозойские магматические, метаморфические и осадочные комплексы; 2 – неогеновые вулканические плато плато Хэвэн и Тумусун.



**Рис. 2.** Распределение Sr, Yb, Sc и высокозарядных (HFSE) элементов в породах вулканических плато Хэвэн и Тумусун.

пород, структуры которой варьируют от гиалопилитовых и интерсертальных до эссекситовых и диабазовых, наиболее широким распространением пользуются микролиты полевых шпатов и Срх с подчиненным количеством Ol и значительным количеством мельчайших зерен титаномагнетита (TiMgt), ильменита (Ilm) и апатита (Ар). В срастании с микролитами Pl отмечены K-Na полевые шпаты (Kfs), а в интерстициях отмечены анальцимы, нефелины и остаточное стекло (или нефелиновые твердые растворы). В некоторых разностях гавайитов отмечены редкие микролиты эгирин-авгитов (Aeg-Aug). Отличительной чертой минеральных парагенезисов вулкана Тумусун является присутствие среди интерстиционных выделений основной массы, помимо нефелина, анальцима и нефелиновых твердых растворов также и содалита.

Помимо минералогических особенностей, и не смотря на сходство содержаний большинства петрогенных оксидов, базальтоиды плато Хэвэн и Тумусун отличаются характером распределения и уровнями концентраций ряда редких элементов. Базальтоиды плато Хэвэн обладают более высокими содержаниями LREE, Pb, Sr, U и, напротив, относительно пониженными концентрациями HREE, Y и Sc в сравнении с породами плато Тумусун (рис. 2). Это выражается в различиях и диапазонов величин индикаторных редкоэлементных отношений. К примеру, для пород плато Тумусун La/Yb = 11.5–19.6, Th/U = 3.2–4.7, Sr/Y = 21.3–44.5, для пород плато Хэвэн La/Yb = 15.7–27.7, Th/U = 2.7–3.7, Sr/Y = 36.1–51.6. Вместе с тем, содержания и соотношение высокозарядных элементов в породах того и другого ареала сходны (рис. 2).

Минералого-геохимические различия пород вулканических плато Хэвэн и Тумусун, а также установленные на основе эмпирических геотермометров и геобарометров условия образования и кристаллизации исходных магм позволяют рассмотреть в докладе следующую модель их происхождения.

Формирование исходных расплавов для вулканического плато Хэвэн происходило при максимальных Р – 20–25 кбар и температурах 1330–1340°С, а расплавов плато Тумусун при Р = 15–21 кбар и

T°C = 1309–1336. Расчетная глубина магмообразования составила 70-80 км и 65-70 км, соответственно. Относительное обогащение базальтоидов плато Тумусун HREE и Sc может свидетельствовать об отсутствии граната в минеральном парагенезисе магмообразующей литосферной мантии, что согласуется с менее глубинным происхождением расплавов плато, тогда как магмы плато Хэвэн образовались, вероятно, на уровне гранат-содержащего мантийного субстрата. Более высокие содержания таких подвижных и имеющих сродство с флюидами элементов, как LREE, Pb, Sr в породах плато Хэвэн могут указывать ё одной стороны на относительно более низкие степени плавления при образовании магм, а с другой на возможную вертикальную или латеральную вещественную гетерогенность литосферной мантии в юго-западной зоне БРЗ.

Исследования выполнены при финансовой поддержке РФФИ, грант № 11–05–00425-а, Президиума СО РАН (интеграционные проекты №№ 37, 142), и Проекта СО РАН – АНМ (2011–2012 гг.).

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Беличенко В.Г., Резницкий Л.З., Гелетий Н.К., Бараш И.Г. Тувино-Монгольский массив (к проблеме микроконтинентов Палеоазиатского океана) // Геология и геофизика. 2003. Т. 44, № 6. С. 554–565.
- Гарваа Д., Энхээ Д., Тумур Б. и др. Отчет по проведению геолого-съемочных работ масштаба 1:200000. Листы М-57-V, VI, XI, XII. Улан-Батор, 1998. 295 с.
- Карта магматических формаций юга Восточной Сибири и северной части МНР, Масштаб 1:1500000. Ред.: Абрамович Г.Я., Митрофанов Г.Л., Поляков Г.В., Хренов П.М. М.: Мингео СССР. 1988.
- Киселёв А.И., Медведев М.Е., Головко Г.А. Вулканизм Байкальской рифтовой зоны и проблемы глубинного магмообразования. Новосибирск: Наука. 1979. 197 с.
- 5. Перепелов А.Б., Цыпукова С.С., Демонтерова Е.И., Павлова Л.А., Травин А.В., Бат-Улзий Д. Первые минералого-геохимические и изотопно-геохронологические данные по неогеновому щелочнобазальтовому вулканизму плато Хэвэн Залу Урийн Сарьдаг (Северная Монголия) // Докл. АН. 2010. Т. 434. № 2. С. 232–237.
= IV. 5. ВУЛКАНИЗМ СЛОЖНЫХ ГЕОТЕКТОНИЧЕСКИХ ОБСТАНОВОК  $\,=\,$ 

# БАРЕНЦЕВОМОРСКАЯ МЕЗОЗОЙСКАЯ МАГМАТИЧЕСКАЯ ПРОВИНЦИЯ: СТРОЕНИЕ И <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar BO3PACT

© 2011 г. Э.В. Шипилов\*, Ю.В. Карякин\*\*

\*Мурманский морской биологический институт КНЦ РАН, Мурманск, ship@polarcom.ru \*\*Геологический институт РАН, Москва, kariakin@ginras.ru

По результатам изучения геологического строения архипелагов Земля Франца-Иосифа (ЗФИ) и Шпицберген, представлены новые <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar возрастные датировки проб базальтоидов отобранных авторами в ходе береговых экспедиций в течение 2006-10гг. С использованием результатов интерпретации морских геолого-геофизических данных обосновываются границы Баренцевоморской провинции, рассматриваются особенности распределения и временные диапазоны проявлений юрско-мелового базитового магматизма исследуемых районов континентальной окраины и в целом Арктического региона в контексте геодинамики формирования. В пределах континентальных окраин Арктики известно несколько обособленных ареалов проявления позднемезозойского базальтоидного магматизма: Баренцевоморский,

Свердрупский (Канадский Арктический архипелаг и северная оконечность Гренландии) и архипелага Де-Лонга (шельф Восточно-Сибирского моря) (рис. 1). Проведенные нами реконструкции [Шипилов, 2008; Шипилов и др., 2009] показывают, что ареалы базальтоидного магматизма указанных выше окраин в юрско-раннемеловое время входили в состав единой и колоссальной по размерам магматической провинции. Наиболее обширным является Баренцевоморский ареал, получивший распространение в границах одноименной континентальной окраины. По результатам нашей интерпретации морских геолого-геофизических данных, т.н. "аномальные сейсмические горизонты" (обусловленные базальтоидными интрузиями - силлами) насыщают разрез терригенных отложений и в плане прослеживаются от архипелага ЗФИ в виде



Рис. 1. Области и районы проявлений юрско-мелового базальтоидного магматизма в Арктике (оконтурены жирной черной линией) обусловленные действием Баренцевско-Амеразийского суперплюма.

1 – хребет Альфа, 2 – Северная Гренландия, 3 – Свердрупский бассейн (Канадский Арктический архипелаг), 4 – архипелаг Шпицберген, 5 – архипелаг Земля Франца-Иосифа, 6 – о. Беннетта (о-ва Де-Лонга, Новосибирский архипелаг). БП – Баренцевоморская магматическая провинция. Граница континентальных и океанических областей обозначена 2000-метровой изобатой.

языка далеко на юг вдоль Восточно-Баренцевской троговой системы, придерживаясь полосы ее депоцентра с трансформированной утоненной земной корой. Наиболее явно на сейсмических разрезах они проявляются в диапазоне от пермскотриасового до нижнемелового комплексов, вплоть до экспозиции их сохранившихся от эрозии останцов (даек) на поверхности дна моря вблизи архипелага ЗФИ. Предположения о том, что "аномальные сейсмические горизонты" [Шипилов, Моссур, 1990] в разрезе осадочного чехла обусловлены базальтоидными интрузиями получили подтверждение после того, как скважиной Лудловской (в центральной части Восточно-Баренцевскокого мегапрогиба) были вскрыты в разрезе триаса два самых верхних прослоя базальтов [Комарницкий, Шипилов, 1991]. Изучение показало, что силлы представлены преимущественно габбро-диабазовыми и габбро-долеритовыми породами. По химическому составу они аналогичны трапповым образованиям архипелагов Земля Франца-Иосифа и Шпицберген. Их возраст, определенный K-Ar методом, составил для верхнего силла 131-139 млн. лет (неоком: готерив-валанжин), а для второго, - 159 млн. лет (оксфорд). Таким образом, по результатам анализа геологических и геофизических данных представилась возможность оконтурить ареал Баренцевоморской магматической провинции (рис. 1). В плане она имеет близкую к Т-образной конфигурацию с размахом с юга на север около 1300-1400 км, а с запада на восток (от Западного Шпицбергена до желоба Святой Анны) – около 1300 км. Площадь провинции по приближенным подсчетам составляет порядка 800 тыс. км<sup>2</sup>. Интервал насыщения интрузиями разреза только верхнепалеозойскотриасового осадочного чехла колеблется от 1 км по периферии провинции до 6-8 км, а возможно и более, в депоцентре Восточно-Баренцевского бассейна. При этом следует отметить, что мощность пластовых тел базальтов изменяется от нескольких до десятков и сотен метров, судя по их обнажениям и результатам бурения параметрических скважин на островах архипелагов Шпицберген и ЗФИ. Число пластов базальтов может достигать здесь, по меньшей мере, нескольких десятков. Учитывая общую мощность палеозойско-юрского осадочного выполнения в Восточно-Баренцевском бассейне - около 17-18 км, здесь можно ожидать их более значительного количества. В тектоническом отношении магматические тела тяготеют к областям деструкции литосферы – разломным зонам различного порядка и различной кинематики, сопровождающих формирование разномасштабных рифтовых бассейнов. Вместе с тем, платобазальтовый магматизм в регионе получил интенсивное развитие в пределах сводово-блоковых поднятий, венчаемых архипелагами ЗФИ и Шпицберген, а также на севере Адмиралтейского поднятия. Наконец, дайки северо-западного простирания секут раннекиммерийские складчатые деформации северной оконечности Новой Земли [Кораго, Тимофеева, 2005]. В работе [Dibner, 1998] диапазон мезозойского магматизма архипелага ЗФИ определен значениями от 240 до 60 млн. лет (K-Ar). Наибольшая его активность имела место от  $172 \pm 12$  до  $92 \pm 6$  млн. лет и в этот период внедрились 23 гипабиссальные интрузии, а в интервале 125-97 млн. лет формировались осадочно-вулканогенные комплексы. По данным [Grachev et al., 2001] магматическая активность этого архипелага проявилась в течение очень короткого интервала времени – 116±5 млн. лет. Первые опубликованные определения абсолютного возраста K-Ar методом долеритовых силлов Шпицбергена (правобережье Ис-фьорда) представлены значениями 110±10, 125±12, 135±15, 149±17 млн. лет, а в северной части пролива Хинлопен – 144±13 млн. лет [Gayer et al., 1966]. По результатам 22-х K-Ar определений [Бурова и др., 1976], возраст базальтоидных интрузий Шпицбергена лежит в интервале от 198 до 93 млн. лет и выделяются два пика магматической активности 144±5 и 105±5 млн. лет. В работе [Пискарев и др., 2010] абсолютные датировки мезозойских базальтоидов (силлы, дайки, покровы и др.) Земли Франца-Иосифа варьируют от 221 до 95 млн. лет. В этом интервале авторами различаются пять фаз магматической активизации: 220, 145, 128, 120, 114 и 95 млн. лет. Изложенное иллюстрирует очевидную неоднозначность трактовки возрастного интервала как в целом мезозойского магматизма архипелагов, так и дифференцированных пиков его активизации.

Полученные нами новые, только <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar, радиологические оценки возраста изученных геологических объектов на архипелагах ЗФИ и Шпицберген позволяют конкретизировать отдельные из отмеченных проблем и провести некоторые геологические корреляции. Из анализа полученных нами данных (табл. 1) вытекает, что на архипелаге ЗФИ существуют три группы сближенных значений итоговых возрастов базальтоидных образований. Они укладываются в следующие интервалы: первая 196.5±6.3-189.1±11.4 млн. лет (ранняя юра: геттанген – плинсбах), вторая 158.4±5.4–152.6±14.5 млн. лет (поздняя юра: оксфорд – кимеридж), третья 138.1±2.6-125.2±5.5 млн. лет (ранний мел: валанжин – баррем-апт) (рис. 2, столбец 5). В последнюю возрастную группу входят и силлы западной части Земли Норденшельда (о. Западный Шпицберген) [Шипилов, Карякин, 2010], где, по нашим определениям (по пироксену), Западный силл (обр. S-10) имеет возраст 133±4.3 млн. лет, а Восточный силл (обр. S-6) - 132.9±1.4 млн. лет (оба готерив). По результатам наших исследований раннеюрские и позднеюрско-раннемеловые магматические комплексы резко различаются не только по химизму, но и по составу расплавных включений в минералах,

Остров	Фаниа	Νοοδη	Франция	Интегральный	Возраст плато	Изохронный воз-	Итоговый	
Остров	Фация	nº 00p.	Фракция	возраст	Dospaci iniaio	раст	возраст**	
Хейса	дайка	65-3	плагиоклаз	$132.2 \pm 3.2$	$134.0 \pm 3.4$	$134.6 \pm 4.1$	$133.8 \pm 3.4$	
			пироксен	$142.1 \pm 23.9$	$127.4 \pm 23.3$	$97.3 \pm 26.3$		
	дайка	74-2	плагиоклаз	$138.9 \pm 5.5$	$134.0 \pm 4.6$	$137.2 \pm 6.6$	$133.5 \pm 4.1$	
			пироксен	$126.3 \pm 8.5$	$131.6 \pm 9.2$	$150.3 \pm 29.8$		
	дайка	79-4	плагиоклаз	$139.8 \pm 3.0$	$138.0 \pm 3.0$	$130.1 \pm 10.6$	$138.1 \pm 2.6$	
			пироксен	$144.0 \pm 7.3$	$138.5 \pm 5.1$	$135.6 \pm 6.5$		
	дайка	40-1	плагиоклаз	$169.4 \pm 4.4$	$125.2 \pm 5.5$	$124.4 \pm 8.1$	$125.2 \pm 5.5$	
	силл	80-3	плагиоклаз	$129.4 \pm 3.3$	$125.9 \pm 2.8$	$121.3 \pm 6.6$	$126.2 \pm 2.8$	
			пироксен	$135.9 \pm 15.0$	$137.8 \pm 17.5$	$109.4 \pm 29.3$		
	силл 81-2 пла		плагиоклаз	$134.4 \pm 3.3$	$131.1 \pm 2.4$	$131.2 \pm 3.4$	$131.6 \pm 2.4$	
			пироксен	$143.7 \pm 12.4$	$148.0 \pm 14.0$	$148.1 \pm 34.0$		
	покров	90	пироксен	$129.4 \pm 10.4$	$128.8 \pm 12.1$	$124.5 \pm 26.9$	$128.8 \pm 12.1$	
Нортбрук	покров	H-1	плагиоклаз	$160.8 \pm 10.8$	$157.6 \pm 8.7$	$156.7 \pm 11.0$	$158.4 \pm 5.4$	
	-		пироксен	$163.8 \pm 7.4$	$158.9 \pm 6.8$	$158.4 \pm 8.5$		
Гукера	покров	38-5	плагиоклаз	$227.3 \pm 8.0$	$189.1 \pm 11.4$	$163.3 \pm 19.0$	$189.1 \pm 11.4$	
Земля	покров	24-2	плагиоклаз	$133.8 \pm 4.4$	$138.5 \pm 4.0$	$133.4 \pm 4.9$	$135 \pm 4$	
Александры	(верхний)		пироксен	$108.0 \pm 9.2$	$117.6 \pm 8.0$	$119.3 \pm 24.9$		
		28-9	плагиоклаз	$137.3 \pm 7.1$	$< 132.0 \pm 6.5^{*}$	$138.4 \pm 7.2$	$131.2 \pm 5.9$	
			пироксен	$281.8 \pm 21.3$	$127.3 \pm 14.6$	$138.4 \pm 7.2$		
	покров	27-5	плагиоклаз	$172.4 \pm 11.0$	$< 152.6 \pm 14.5^{*}$	$150.5 \pm 27.2$	$152.6 \pm 14.5$	
	(средний) 23-6 плагио покров 25-6 плагио		плагиоклаз	$498.5 \pm 7.5$	$156.5 \pm 5.3$	$148.8 \pm 11.7$	$156.5 \pm 5.3$	
			плагиоклаз	196.7±2.2	$191.4 \pm 3.2$	$181.9 \pm 7.3$	$189.9 \pm 3.1$	
	(нижний)		пироксен	$193.9 \pm 11.9$	$161.6 \pm 14.0$	-		
		26-4	плагиоклаз	$207.7 \pm 5.2$	$196.5 \pm 6.3$	$199.1 \pm 7.4$	$196.5 \pm 6.3$	

Таблица 1. Результаты <sup>40</sup>Аг/<sup>39</sup>Аг датирования базальтоидов ЗФИ.

Примечание. Значения возрастов приведены в млн. лет. \*Значение возраста, рассчитанное для ступени в средней части седлообразного спектра. \*\*В случае наличия данных по плагиоклазу и пироксену в качестве возраста формирования берется среднее взвешенное по двум датировкам; в случае наличия данных по одному минералу – возраст плато, если нет, то изохронный.



**Рис. 2.** 2D-модель развития Баренцевско-Амеразийского суперплюма по данным радиологического датирования базальтоидных образований (точки и точки с линиями) магматических областей и районов Арктики. Ось ординат – возраст (млн. лет), ось абсцисс – области и районы проявления магматизма (номера столбцов в соответствии с площадями, выделенными на рис. 1). Возрастные датировки магматизма по столбцам: 1 – по [Villeneuve et al.,2006], 2 – по [Kontak et al.,2001], 3 – по [Villeneuve et al.,2006], 4 и 5 – по данным этой работы, 6 – по [Федоров и др.,2005]. Стрелки – направления омоложения возраста магматизма относительно ЗФИ.

ВУЛКАНИЗМ И ГЕОДИНАМИКА, Екатеринбург, ИГГ УрО РАН, 2011

глубине и температуре магмогенерации [Карякин и др., 2010; Карякин, Шипилов, 2009]. Вместе с тем, полученные характеристики свидетельствуют о сходстве физико-химических параметров магматических систем раннемелового магматизма Шпицбергена и ЗФИ [Шипилов, Карякин, 2010]. В целом, базальты рассмотренных групп относятся к континентальным толеитовым базальтам, что явствует из диаграмм TiO<sub>2</sub>-Y/Nb [Карякин и др., 2010; Карякин, Шипилов, 2009], на которых фигуративные точки составов образуют облако с негативным трендом, тяготея к полю континентальных толеитов.

Полученные результаты радиологического датирования трех возрастных групп базальтоидов хорошо коррелируются с регрессивнотрансгрессивными циклами мезозойской истории региона ЗФИ, в которой выделяется два этапа континентального осадконакопления позднетриасово-раннеюрский И позднеюрскораннемеловой, разделенные среднеюрским этапом морской трансгрессии [Карякин и др., 2010]. Формирование раннеюрского магматического комплекса (базальтовые покровы о-вов Земля Александры и Гукера) началось после завершения двух знаменательных тектоно-геодинамических событий в Баренцевоморском регионе. Первое это – феномен позднепермско-триасового быстрого погружения Восточно-Баренцевского мегабассейна, опережающего по темпам лавинную седиментацию, приведшую к накоплению гигантской (10-11 км) линзы терригенных отложений. Второе – формирование Новоземельского складчато-надвигового пояса [Богданов и др., 1997; Кораго, Тимофеева, 2005]. Позднеюрско-меловой отрезок времени объединяет в себе два магматических этапа: ранний и поздний. Ранний этап (J<sub>3</sub> – оксфорд-кимеридж) по времени совпадает с началом регрессивного цикла, когда морские отложения сменяются субмаринными и углистыми. На этом этапе (в преддверии самого значительного по объему продуктов магматизма), вероятно локально, произошло излияние потоков базальтов незначительной мощности (о-ва Земля Александры и Нортбрук). Магматическая активность третьего этапа, охватившего интервал раннего мела (с валанжина по апт), характеризуется наибольшим разнообразием форм его проявления. Базальтовые покровы этого возраста несогласно залегают на подстилающих отложениях и слагают верхнюю часть разрезов островов. В этот интервал входят дайки о. Хейса, имеющие северо-западное простирание, а также силлы последнего и Земли Норденшельда (о. Западный Шпицберген). Представленные результаты исследований, в сопоставлении с известными данными о возрасте базальтоидов Канадского Арктического архипелага, севера Гренландии и Новосибирских островов (рис. 2), свидетельствуют о том, что наиболее ранние проявления базальтоидного магматизма (ранняя юра), обусловленные начальным этапом действия Баренцевско-Амеразийского суперплюма, имели место на архипелаге ЗФИ. Именно в этом районе Баренцевоморской магматической провинции находился центр магматической активности, а не в Свердрупском бассейне, как указывается в ряде работ. При этом, учитывая данные работы [Пискарев и др., 2010], магматизм на ЗФИ мог продолжаться по сеноман (рубеж 95 млн. лет) включительно. Всплывающий здесь плюм привел к куполообразному подъему литосферы архипелага, его растрескиванию и поддержанию в приподнятом состоянии в течение около 100 млн. лет. На этом отрезке времени Баренцевско-Амеразийский суперплюм [Шипилов и др., 2009], растекаясь под литосферой, формировал сначала Баренцевоморскую магматическую провинцию, затем спрединговый центр в Канадском бассейне, а самыми молодыми и затухающими генерациями магматизма были охвачены периферийные части этого океанического бассейна - его палеоконтинентальные окраины (рис. 1, 2).

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- 1. Богданов Н.А., Хаин В.Е., Шипилов Э.В. Раннемезозойская геодинамика Баренцево-Карского региона // Докл. АН. 1997. Т. 357. № 4. С. 511–515.
- Буров Ю.П., Красильщиков А.А., Фирсов Л.В., Клубов Б.А. Геология Свальбарда. Л.: НИИГА, 1976. С. 117–125.
- Карякин Ю.В., Скляров Е.В., Травин А.В., Шипилов Э.В. Возраст и состав базальтов центральной и юго-западной частей архипелага Земля Франца-Иосифа // Тектоника и геодинамика складчатых поясов и платформ фанерозоя. М.: ГЕОС. 2010. Т. 1. С. 293–301.
- Карякин Ю.В., Шипилов Э.В. Геохимическая специализация и Ar/Ar возраст базальтоидного магматизма островов Земля Александры, Нортбрук, Гукера и Хейса (архипелаг Земля Франца-Иосифа) // Докл. АН. 2009. Т. 425. № 2. С. 213–217.
- 5. Комарницкий В.М., Шипилов Э.В. Новые геологическиеДокл. АНные о магматизме Баренцева моря // Докл. РАН. 1991. Т. 320. № 5. С. 1203–1206.
- Кораго Е.А., Тимофеева Т.Н. Магматизм Новой Земли (в контексте геологической истории Баренцево-Северокарского региона). СПб.: ВНИИОкеангеология, 2005. 225 с.
- Пискарев А.Л., Хойнеман К., Макарьев А.А. и др. Магнитные параметры и вариации состава магматических пород архипелага Земля Франца-Иосифа // Физика Земли. 2009. № 2. С. 66–83.
- 8. Федоров П.И., Флеров Г.Б., Головин Д.И. НовыеДокл. АНные о возрасте и составе вулканических пород острова Беннетта (Восточная Арктика) // Докл. АН. 2005. Т. 400. № 5. С. 666–670.
- 9. Шипилов Э.В. Генерации спрединговых впадин и стадии распада вегенеровской Пангеи в геодинамической эволюции Арктического океана // Геотектоника. 2008. № 2. С. 32–54.
- 10. Шипилов Э.В. О позднемезозойском вулканиз-

ВУЛКАНИЗМ И ГЕОДИНАМИКА, Екатеринбург, ИГГ УрО РАН, 2011

ме Восточно-Арктической континентальной окраины Евразии (Восточно-Сибирское море) по сейсмическим данным // Докл. АН, 2011. Т. 436. № 4. С. 504–508.

- Шипилов Э.В., Верниковский В.А. Строение области сочленения Свальбардской и Карской плит и геодинамические обстановки ее формирования // Геология и геофизика. 2010. Т. 51. № 1. С. 75–92.
   Шипилов Э.В., Карякин Ю.В. НовыеДокл. АНные
- Шипилов Э.В., Карякин Ю.В. НовыеДокл. АНные о базальтоидном магматизме Западного Шпицбергена // Докл. АН. 2010. Т. 430. № 6. С. 810–815.
- Шипилов Э.В., Карякин Ю.В., Матишов Г.Г. Баренцевско-Амеразийский юрско-меловой суперплюм и инициальный этап геодинамической эволюции Арктического океана //Докл. АН. 2009. Т.426. № 3. С. 369–372.
- 14. Шипилов Э.В., Моссур А.П. Об аномальных сейсмических горизонтах в осадочном чехле Баренцева

моря // Геотектоника. 1990. № 1. С. 90-97.

- 15. **Dibner V.D.** Geology of Franz Josef Land. Norsk Polarinstitutt. Meddelelser. Oslo. 1998. №.146. 190 p.
- 16. Gayer R.A., Gee D.G., Harland W.B. et al. T.S. Radiometric age determinations on rocks from Spitsbergen. Oslo: Norsk Polarinstitutt. Skrifter № 137. 1966. 39 p.
- 17. Grachev A.F., Arakelyantz M.M., Lebedev V.A. et al. New K-Ar ages for basalts from Franz Josef Land // Rus. J. Earth Sci. 2001. V. 3. № 1.
- Kontak D.J., Jensen S.M., Dostal J. et al. Cretaceous mafic dyke swarm, Peary Land, Northernmost Greenland: geochronology and petrology // The Canadian Mineralogist. 2001. V. 39. P. 997–1020.
- Villeneuve M., Williamson M.-C. Ar/Ar dating of mafic magmatism from the Sverdrup basin magmatic province // Proceedings of the Fourth International Conference on Arctic Margins / Ed.: R.A. Scott, D.K. Thurston. Anchorage, Alaska: MMS, 2006. P. 206–215.

### **– V. СОВРЕМЕННЫЙ ВУЛКАНИЗМ**

## ЭЛЕКТРОННЫЙ КАТАЛОГ ИЗВЕРЖЕНИЙ ВУЛКАНОВ МИРА

© 2011 г. Д. Р. Акманова, А. В. Викулин

Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский, Akmanova.dinara@mail.ru

Исходные данные. Работа по сбору, систематизации данных о вулканах и составлению первых каталогов началось примерно в 1800 г. В различных каталогах числа активных вулканов изменяются в пределах от 415 до 1652, но точно установить, сколько на планете вулканов действующих, покоящихся или "спящих" сложно.

На сегодняшний день основными каталогами, являющимися наиболее полными и достоверными, являются "Извержения вулканов мира" И.И. Гущенко [1979] и "Volcanoes of the World" Т. Симкина и Л. Сиберта [1993].

В каталоге "Извержения вулканов мира" И.И. Гущенко содержатся данные о  $\mathbf{n} = 933$  вулканах мира. Данные в нем приведены следующие: название, координаты, тип вулкана, абсолютная и относительная высоты, статус активности: А (действующие вулканы с точной датировкой извержений в историческое время,  $\mathbf{n} = 609$ ), В (потенциально действующие вулканы,  $\mathbf{n} = 72$ ), С (вулканы, находящиеся у сольфатарной стадии активности,  $\mathbf{n} = 252$ ). Кроме этого, приведены списки содержащие 5150 извержений вулканов с 1500 г. до н.э. по 3 октября 1977 г. Для некоторых извержений приведены подробные описания наиболее сильных событий, объемы лав и тефры, число жертв, для сильных извержений рассчитана энергия (в эрг) [Гущенко, 1979].

Каталог "Volcanoes of the World" Т. Симкина и Л. Сиберта и на его основе созданный ежегодно обновляемый Интернет-сайт www.volcano.si.edu coдержит следующую информацию: название вулкана, тип вулкана, статус активности: А (действующий вулкан, **n** = 567), В (потенциально активный, **n** = 576), С (вулкан, находящийся в сольфатарной стадии, n = 435), регион. Для отдельно взятого вулкана (**n** = 1578) приводятся координаты (долгота и широта в долях градуса) и абсолютная высота постройки, список его извержений (дата и VEI; объем тефры и лавы если известны). Каждому извержению присвоен индекс – VEI (вулканический индекс эксплозивности), являющийся количественной мерой. Согласно электронному каталогу (www.volcano.si.edu) в период с 9650 г. до н.э. по 2008 г. (включительно) произошло 6499 извержений 630 вулканов мира с  $W \ge 1$  [Simkin, Siebert, 1993; www.vol-cano.si.edu].

Первые результаты анализа составленной базы данных опубликованы в работах [Викулин и др., 2009, 2010].

Параметры каталога. Нами на основании анализа имеющихся мировых каталогов [Гущенко, 1979; Simkin, 1993; http://www.volcano.si.edu], и неопубликованных данных И.В. Мелекесцева, была составлена наиболее полная электронная база данных. База включает 630 вулканов мира, извергавшихся 6499 раз за последние ~12 тыс. лет (9650 г. до н.э. – 2008 г.). Вулканические извержения характеризовались в электронной базе следующими параметрами: дата (год, месяц, день); время (час, минута, секунда, для извержений принято за "0"); координаты вулкана: долгота и широта в долях градуса ("-" южная широта и западная долгота); глубина очага (для извержений принята за "0"); объем изверженного материала (W); название вулкана [Акманова, 2007; Викулин и др., 2007, 2009, 2010].

Показатель **W** (**W** = 1, 2, ...5,...7) был выбран в качестве количественной характеристики извержений, который в соответствии со шкалой принятой в работе Т. Симкина и Л. Сиберта (1993), соответствует объемам изверженного ювенильного материала равным:  $10^{-4-5}$ ,  $10^{-3}$ , ... $10^1$ ,... $10^3$  км<sup>3</sup> соответственно.

В табл. 1 приведены данные о содержащихся в базе числах вулканических извержений в зависимости от объемов изверженного материала W.

Катастрофические извержения с W = 7 происходят довольно редко, в среднем, один раз в 1650 ± 800 лет. Такие извержения, как правило, причиняют огромный ущерб. За последние 12 тыс. лет (9650 г. до н.э. – 2008 г.) произошло всего 6 таких извержений (табл. 2). Извержений с W = 8 за последние ~12 тыс. лет не отмечено. За последние ~30 тыс. лет известно одно такое извержение вулкана Таупо, Новая Зеландия, происшедшее примерно 26000 лет тому назад [Леви и др., 2010].

Анализ электронной базы данных показал, что весь интервал можно разбить на два периода; гра-

Таблица 1. Распределение чисел вулканических извержений N по величинам их объемов W за ~12 тыс. лет.

Количественная характеристика извержения, W	1	2	3	4	5	6	7
Объем изверженного материала W, [км <sup>3</sup> ]	10-4-5	10-3	10-2	10-1	10	10 <sup>2</sup>	103
Числа извержений вулканов мира, всего $n = 630$	1145	3797	999	364	132	56	6
Числа извержений вулканов окраины Тихого океана,	985	3301	827	302	110	54	4
всего $n = 514$							

Год извержения	Широта, ф	Долгота, λ	Название вулкана	Регион
-6440	51.45	157.12	Kurile Lake	Russia, Kamchatka Peninsula
-5677	42.93	-122.12	Crater Lake	USA, Oregon
-4350	30.79	130.31	Kikai	Japan, Ryukyu Islands
-1610	36.40	25.40	Santorini	Greece
950	41.98	128.08	Baitoushan (Changbaishan)	China
1815	-8.25	118.00	Tambora	Indonesia, Lesser Sunda Islands

Таблица 2. Параметры катастрофических извержений с W = 7

Таблица 3. Значения углов наклонов b графиков повторяемости извержений вулканов мира

Район	Т	АТ гол	n	N	h	W			
Тайон	$1_{1,2}$	<u>Д</u> 1, 10д	(20)	(400	0.52+0.05	17			
Мир	9650 до н.э. – 2008 гг.	11658	630 514	6499	$-0.53\pm0.05$				
Окраина Тихого океана Восточная окраина	9650 до н.э. – 2008 гг.	11038	514	3307	$-0.53\pm0.05$	1-/			
Тихого океана	8060 до н.э. – 2008 гг	10068	211	1880	$-0.54\pm0.08$	1–7			
Западная окраина	9650 to the - 2008 FF	11658	304	3603	$-0.51\pm0.03$	1_7			
Тихого океана	9050 до н.э. – 2008 п.	11038	504	5095	-0.31±0.03	1-/			
П-ов Камчатка	8050 до н.э. – 2008 гг.	10058	39	447	$-0.47\pm0.04$	1–7			
Япония. Марианны,	9160 до н.э. – 2008 гг.	11168	86	1107	$-0.56\pm0.04$	1–7			
Идзу-бонины, таивань Южная Америка	7750 до н.э. – 2008 гг	9758	77	712	$-0.47\pm0.02$	1-6			
Курильские о-ва	7480  до H.S. - 2008  гг	5472	31	133	$-0.43\pm0.1$	1-6			
Филиппины	7460  до H.S. - 2008  гг	5452	16	166	$-0.37\pm0.1$	1-6			
Инлонезия	2250 до н.э. – 2008 гг	4258	83	1205	$-0.59\pm0.05$	1-7			
Новые Гибрилы	5150 до н.э. – 2008 гг	7158	34	368	$-0.39\pm0.1$	1-6			
Новая Зеланлия	9650 до н.э. – 2007 гг.	11657	24	315	-0.36±0.06	1-6			
Северная Америка	8060 до н.э. – 2008 гг.	10068	66	769	$-0.51\pm0.03$	1-7			
Алеутские о-ва. п-ов Аляска	7600н.э. – 2008 гг.	9608	310	51	$-0.31\pm0.1$	1-6			
в. Безымянный	450 до н.э. – 2008 гг.	2458	1	57	$-0.39\pm0.1$	1-5			
в. Ключевской	1697–2008 гг.	311	1	95	$-0.68\pm0.02$	1-4			
в. Асама	3450 до н.э. – 2008 гг.	1442	1	169	$-0.65\pm0.08$	1-5			
в. Руапеху	7840 до н.э. – 2007 гг.	9847	1	62	$-0.65\pm0.03$	1-4			
в. Фуэго	1524—2002 гг.	478	1	174	$-0.42\pm0.2$	1-4			
в. Этна	1500 до н.э. – 2008 гг.	3508	1	54	$-0.65\pm0.2$	1-5			
в. Котопахи	1532–1942 гг.	3474	1	59	-0.51±0.02	1-4			
в. Везувий	5960 до н.э. – 1913 гг.	7873	1	57	-0.20±0.1	1-5			
в. Вилларика	1810 до н.э. – 2008 гг.	3818	1	75	$-0.48\pm0.3$	1-5			
в. Майон	1616–2008 гг.	3624	1	57	$-0.52\pm0.2$	1–4			
в. Киришима	7050 до н.э. – 2008 гг.	9058	1	76	$-0.63\pm0.02$	1–4			
в. Колима	2370 до н.э. – 1997 гг.	4367	1	56	-0.21±0.1	1–4			
в. Мерапи	340 до н.э. – 2006 гг.	2346	1	72	-0.75±0.3	1-4			
в. Ошима	50 до н.э. – 1990 гг.	2010	1	66	-0.3±0.1	1-4			
в. Раунг	1586-2008 гг.	422	1	64	-0.6±0.1	1-5			
среднее значение угла наклона b -0.49±0.10									

Примечание: T1.2 – начало и окончание временных интервалов, ∆T – их продолжительности; n – числа вулканов; N – числа извержений; b – углы наклонов графиков повторяемости; W – диапазоны величин извержений.

ница между которыми приходится на начало нашей эры (рис. 1).

В течение первого периода в каталоге содержатся сведения о примерно  $N = 13 \pm 7$  извержениях за отрезок времени продолжительностью 250 лет, в течение второго – число извержений увеличивается примерно до N = 2000 извержений в 250 лет (или до 8 извержений в год) [Акманова и др., 2009].

О законе распределения содержащихся в базе чисел извержений N по их величине W и частоте их повторения можно судить по "графику повторяемости извержений", построенному в осях: ось ординат – объем извергнутого материала (W, м<sup>3</sup>); ось абсцисс – логарифм числа извержений (LgN) (рис. 2). Графики повторяемости строились для разных как по протяженности территорий, так и по продолжительности временных интервалов, в том числе и для отдельно взятых вулканов, для которых имеется достаточно большое число извержений (не менее 50). В табл. 3 приведены значения наклонов b всех графиков повторяемости [Акманова, 2007; Викулин и др., 2007, 2009, 2010].

Оказалось, что в диапазоне  $W \ge 2$  числа всех совокупностей извержений укладываются на прямые, а значения наклонов графиков повторяемости, для всех выборок данных имеют близкие зна-

чения: **b** =  $-0.5 \pm 0.1$ . В этой связи можно полагать, что база с достаточной полнотой содержит данные об извержениях с **W**  $\geq 2$ . Прямолинейность графиков при **W**  $\geq 2$  и близость углов наклонов на разных масштабных уровнях: мир, регионы и отдельно взятые вулканы, может указывать на единый механизм вулканического процесса – планетарного по масштабу явления. Параметр **W**, по аналогии с сейсмическим процессом, таким образом, в первом приближении, можно предложить в качестве энергетической характеристики вулканического планетарного процесса [Акманова, 2007; Викулин и др., 2007, 2009, 2010].

Вывод. С целью исследования геодинамического планетарного процесса была составлена электронная база данных, включающая все известные данные о 6499 извержениях 630 вулканов планеты в 9850 до н.э.-2008 гг. включительно. По аналогии с графиками повторяемости землетрясений строились "графики повторяемости" вулканических извержений для разных по пространственному и временному масштабу выборок. Оказалось, что в диапазоне  $W \ge 2$  все графики повторяемости извержений вулканов, построенные для различных регионов и отдельно взятых вулканов, представляет собой прямолинейные зависимости с углом наклона близким  $\mathbf{b} = -0.5 \pm 0.1$ . На этом основании, по аналогии с землетрясениями, параметр W можно предложить в качестве энергетической характеристики вулканического процесса.

Авторы выражают благодарность И.В. Мелекесцеву за консультации и предоставленные для выполнения работы материалы.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ:

- Акманова Д.Р. Пространственно-временные закономерности распределения вулканической активности окраины Тихого океана за последние 12 тыс. лет. // Мат-лы ежегод. конф., посвященной Дню Вулканолога 28–31 марта 2007 г. Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН, С. 263–273
- Акманова Д.Р., Викулин А.В., Осипова Н.А. Вулканизм как индикатор геодинамических процессов // Вулканизм и геодинамика: Материалы IV Всероссийского симпозиума по вулканологии и палеовулканологии, 22–27 сентября. Т.1. Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН, 2009. С. 46–49. (http://www.kscnet.ru/ivs/conferences/simposium\_4/abstr/index.html)
- Викулин А.В., Водинчар Г.М., Мелекесцев И.В. и др. Моделирование геодинамических процессов окраины Тихого океана // Солнечно-земные связи и предвестники землетрясений. Сборник докладов IV международной конференции 14–17 августа 2007 г. Петропавловск-Камчатский: ИКИР ДВО РАН, 2007. С. 275–280.



**Рис. 1.** Числа вулканических извержений мира N, определенные по последовательным интервалам продолжительностью 250 лет, как функция времени t.



**Рис. 2.** График повторяемости извержений вулканов мира, содержащихся в построенной нами базе данных; угол наклона равен  $b = -0.5 \pm 0.1$ .

- 4. Викулин А.В., Акманова Д.Р., Осипова Н.А. и др. Периодичность катастрофических извержений и их миграция вдоль окраины Тихого океана // Вестник КамчатГТУ. 2009. № 10. С. 7–17.
- Викулин А.В., Акманова Д.Р., Осипова Н.А. Вулканизм как индикатор геодинамических процессов // Литосфера. № 3. 2010. С. 5–11.
- Леви К.Г., Задонина Н.В., Язев С.А. Радиоуглеродная хронология природных и социальных феноменов Серного полушария. Иркутск: ИркГУ. 2010. 715 с.
- 7. Токарев П.И. Характеристика и повторяемость вулканических извержений // Вулканология и сейсмология. 1987. № 6. С. 110–118.
- Токарев П.И. Активность вулканов Камчатки и Курильских островов в ХХ в. и ее долгосрочный прогноз // Вулканология и сейсмология. 1991. № 6. С. 52–58.
- Simkin T., Siebert L. Volcanoes of the world (catalogue). Published in association with the Smithsonian Institution. 1993. 350 p.
- 10. http://www.volcano.si.edu

ВУЛКАНИЗМ И ГЕОДИНАМИКА, Екатеринбург, ИГГ УрО РАН, 2011

### — V. СОВРЕМЕННЫЙ ВУЛКАНИЗМ

### ПОДВОДНЫЕ ВУЛКАНЫ ЦЕНТРАЛЬНЫХ КУРИЛ

© 2011 г. В. И. Бондаренко\*, В. А. Рашидов\*\*

\*Костромской государственный университет им. Н. А. Некрасова, vibond@list.ru \*\*Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, rashidva@kscnet.ru

Первые сведения о подводных вулканах Курильской островной дуги (КОД) получены 1949–55 гг. в экспедициях Института океанологии АН СССР на НИС "Витязь" и "Крылатка" [Безруков и др., 1958 Затонский и др., 1961]. В этих рейсах были обнаружены и исследованы 47 подводных вулканов и гор, в том числе 4 – в районе Центральных Курил.

В 1970–1980-е годы Сахалинский комплексный научно-исследовательский институт на НИС "Пегас", "Морской геофизик", "Орлик" и "Витязь-2" провел ряд экспедиций, направленных, в основном, на изучение вещественного состава ряда подводных вулканов КОД [Ерохов, 1975; Кичина и др. 1980; Коренев и др., 1982]. В частности, в этих рейсах были изучены подводные вулканы Пегас и Лисянского, расположенные к северо-западу от о. Симушир.

Планомерное изучение подводного вулканизма КОД было выполнено в 11-ти комплексных вулканологических экспедициях в рейсах НИС "Вулканолог" в 1981–1991 гг. Институтом вулканологии ДВО РАН и Институтом вулканической геологии и геохимии ДВО РАН [Авдейко, 1993; Авдейко и др., 2005; Подводный..., 1992]. В этих экспедициях получен большой фактический материал и изучены 109 из 116, известных в настоящий момент, подводных вулканов и гор КОД, в том числе 18 в районе Средних Курил (табл. 1), 12 из которых были включены в "Каталог подводных вулканов и гор Курильской островной дуги", представленный в [Авдейко, 1993; Новейший, 2005; Подводный..., 1992].

Авторы работы продолжают активно заниматься интерпретацией оригинальных данных, полученных в рейсах НИС "Вулканолог" при изучении подводных вулканов Охотоморского склона КОД, применяя современные технологии [Авдейко и др., 2005; Бабаянц и др., 2005, 2006; Рашидов, 2010; http://www.kscnet.ru/ivs/grant/grant\_05/kurily/index. html ]. В пределах Центральных Курил к настояще-

№ по каталогу	Координаты вершины		Глубина вершины, м	Размеры основания,	Высота вулкана, м	Мощность осадков*	Предполагаемый возраст	
$\psi, c.m.$ $\lambda, B.d.$ $q_{-\pi}4$ 1 $48^{\circ}13'$ $152^{\circ}49'$		3000	6×6.5	850	700	Плионеновый?		
$9_{-\pi}4$ 2	47°59'	152 49	2700	10×11	1500-1600	1000-1100	Плиоценовыи:	
$9_{-\pi}A$ 3	47°56'	152 50	100	5×5	1500-1000	1000-1100	Иетрертициций поголо-	
J-114.5	7/ 50	155 00	100	5/5			иеновый	
9-π4 4	47°50'	152°55'	118	5×6	600		Четвертичный догодо-	
<i>y</i> III.	1, 50	102 00	110	5 0	000		ценовый	
9-п4.5 (Скалы Срел-	47°36′	152°52′	+100	11×12	1200		Голоценовый	
него)							]	
9-п4.6 (Рикорда)	9-п4.6 (Рикорла) 47°25′ 152°		129	9×19	700		Плейстоценовый	
9-п4.7(н)	48°01.5'	152°59.8′	2030	4×4	950		Четвертичный или го-	
							лоценовый	
9-п4.8(н)	47°59′	152°57′	2080	4.5×5	750		Четвертичный	
9-п4.9(н)	47°55.4′	152°56.9'	1420	5×7	550	200	Четвертичный	
9-п4.10(н)	47°52′7	152°46′	2630	4.5×8	1000	500	Плиоценовый или	
							раннечетвертичный	
9-п4.11(н)	47°38′	152°35.5'	2390	4×5	850	700	Плиоценовый или	
							раннечетвертичный	
9-п5.1 (Юбилейный)	47°36′	152°12′	420	17.5×15	2900		Голоценовый	
9-п5.2	47°28′	152°10′	1300	5×10	2200	500	Дочетвертичный	
9-п5.3	47°27′	151°55′	850	18×12	2900	600	Дочетвертичный	
9-п5.4 (Пегас)	47°25′	152°01′	500	9×17	2900	500	Четвертичный	
9-п5.5	47°21′	152°05′	960	7×10	1800	200	Раннеплейстоценовый	
9-п5.6 (Лисянского)	47°15′	152°10′	151	10×12	1700	600	Плейстоценовый	
9-5.7(н)	47°27′	152°09′	1850	6×6	700	400	Дочетвертичный	

Таблица 1. Подводные вулканы Средних Курил

Примечание. \* - мощность осадков, перекрывающих основание вулкана, н - ранее не выделявшиеся подводные вулканы.



1 – изобаты; 2 – подводных вулканов центральных курил.
1 – изобаты; 2 – подводные вулканы; 3 – наземные вулканы; 4 – предполагаемые небольшие побочные вулканические постройки; 5 – шельф и плоские вершины подводных вулканов на глубинах, соответствующих предголоценовому положению уровня моря (120–160 м); 6 – уплощенные участки рельефа дна на глубинах, превышающих величину голоценового повышения уровня моря; 7 – номера подводных вулканов; 8 – отличительные отметки глубин.

му времени, идентифицированы и описаны 6 ранее никем не выделявшихся подводных вулканов (табл. 1, рис. 1). В целях сохранения преемственности с ранее выполненными исследованиями используется принятый принцип нумерации подводных вулканов КОД [Авдейко, 1993; Новейший..., 2005; Подводный..., 1992].

Подводные вулканы Центральных Курил, как правило, образуют цепочки или зоны разного направления и приурочены к предполагаемым зонам сбросо-сдвигов или к оперяющим их разломам. Этими зонами сбросо-сдвигов Центральные Курилы делятся на 4 участка, различающиеся по особенностям морфоструктуры: о. Матуа – пр. Надежды, о. Расшуа – о-ва Ушишир, пр. Рикорда – пр. Дианы и район о. Симушир.

Так подводные вулканы 4.7, 4.8 и 4.9 образуют субмеридиональную цепочку вулканов, протягивающуюся на 15 км. От островного склона эта цепочка отделяется подводной долиной с выровненным почти плоским дном, протягивающейся в субмеридиональном направлении в сторону островавулкана Расшуа.

Вулкан 4.10, вместе с подводными вулканами 4.2 и 4.4, и островом-вулканом Расшуа, образуют линейную цепочку вулканов, протягивающуюся в северо-западном направлении на 40 км.

К северо-западу от пролива Дианы выделяется сложно построенная долгоживущая вулканическая зона (Северо-Симуширская вулканическая зона по [Подводный..., 1992]), вдающаяся на 20–25 км в пределы Курильской котловины, включающая ряд крупных вулканов и множество небольших побочных вулканических конусов или экструзий. По данным наших исследований к настоящему времени выделено 9 небольших вулканических построек. Но, учитывая, что их размеры меньше межпрофильного расстояния на большей части района исследований, можно предполагать, что в действительности количество таких построек может быть большим.

Большинство морфологически выраженных вулканических построек (за исключением вулкана 5.1), по-видимому, располагаются на какомто более древнем вулканическом основании дочетвертичного возраста. Возможно, к нему следует относить и наиболее древние из выраженных в рельефе вулканические постройки 5.6 и 5.7. Древнее основание образует вытянутое в северозападном направлении валообразное поднятие, протягивающееся от вулкана Уратман в сторону Охотского моря на 50 км. От него в северном направлении ответвляется отрог, проходящий через вулканы 5.5, 5.7, 5.2 в сторону вулкана 5.1. Повидимому, эти поднятия контролируются крупными разломами.

Данные наших исследований позволяют предполагать, что ряд вулканов, протягивающийся от вулкана Уратман на северо-запад, связан с крупной зоной правосторонних сдвигов или сбросо-сдвигов. После образования большая часть поднятия испытала значительное погружение. Амплитуда его увеличивается к северо-западу, в сторону Курильской котловины. В северо-западной части поднятия и в районе северо-западного подножия массива 5.6 она может превышать 1000 м. В то же время на юговосточной окраине массива 5.6 амплитуда опускания не превышала несколько десятков метров, район вулкана Уратман в четвертичное время испытал некоторое поднятие [Камчатка..., 1974]. Возможно, формирование древнего вулканического поднятия во времени совпадает с активным погружением дна Курильской котловины в позднем миоцене или раннем плиоцене [Baranov et al., 2002].

Древнее вулканическое поднятие надстраивается сливающимися по основанию более молодыми, по-видимому, четвертичными разновозрастными вулканическими постройками. Судя по данным выполненного непрерывного сейсмоакустического профилирования, последовательность формирования может выглядеть следующим образом. Наиболее древними являются вулканические, предположительно дочетвертичные, постройки 5.6 и 5.7. На следующем этапе, возможно в плиоцене или начале антропогена, сформировались вулканы 5.3 и 5.4. Несколько позже, вероятно, в антропогене возникли вулканы 5.2 и 5.5. Самым молодым является подводный вулкан 5.1 (Юбилейный), сформировавшийся, вероятно, в позднем плейстоцене [Бабаянц и др., 2005, 2006]. Не исключено, что он может сохранять активность до настоящего времени.

Большая крутизна и значительная высота склонов вулканических построек, а также высокая сейсмичность региона способствуют развитию на склонах крупных обвально-оползневых процессов. Обвально-оползневые процессы наиболее развиты в пределах Северо-Симуширской вулканической зоны. В частности, в этих районах обнаружено несколько крупных тел осадочных отложений, занимающих "висячее" положение на крутых склонах. Обрушение подобных тел может приводить к возникновению цунами со стороны Охотского моря.

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

 Авдейко Г.П. Подводный вулканизм островных дуг. Диссертация в форме научного доклада, представленная на соискание ученой степени доктора геолого-минералогических наук. Москва, 1993. 66 с.

- Авдейко Г.П., Бондаренко В.И., Палуева А.А. и др. Геофизические исследования подводных вулканов Курильской островной дуги: состояние, итоги, перспективы // Материалы ежегодной конференции, посвященной Дню вулканолога. 30 марта-1 апреля 2005 г. Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН, 2005. С. 3–7.
- 3. Бабаянц П.С., Блох Ю.И., Бондаренко В.И. и др. Применение пакета программ структурной интерпретации СИГМА-3D при изучении подводных вулканов Курильской островной дуги // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2005. № 2. Вып. 6. С. 67–76.
- Бабаянц П.С., Блох Ю.И., Бондаренко В.И. и др. 3D моделирование подводных вулканов Курильской островной дуги // Вопросы теории и практики геологической интерпретации гравитационных, магнитных и электрических полей: Материалы 33-ей сессии Международного семинара им. Д.Г. Успенского. Екатеринбург, 30 января – 3 февраля 2006 г. Екатеринбург: Институт геофизики УрО РАН, 2006. С. 16–21.
- Безруков П.Л., Зенкевич Н.Л., Канаев В.Ф., Удинцев Г.Б. Подводные горы и вулканы Курильской островной гряды // Тр. Лаб. вулканологии. 1958. Вып. 13. С. 71–88.
- Ерохов В.Ф., Кичина Е.Н., Остапенко В.Ф. Петрохимические особенности лав подводных вулканов Курильских островов // Труды СахКНИИ ДВНЦ АН СССР. 1975. Вып. 35. С. 21–26.
- Затонский Л.К., Канаев В.Ф., Удинцев Г.Б. Геоморфология подводной части Курило-Камчатской дуги // Океанологические исследования. 1961. № 3. С. 124–136.
- Камчатка, Курильские и Командорские острова: история развития рельефа. М.: Наука, 1974. 440 с.
- Кичина Е.Н., Неверов Ю.Л., Остапенко В.Ф. Новые данные о подводных вулканах акватории острова Симушир (Курильские острова) // Геология дна северо-запада Тихого океана. Владивосток: САХКНИИ ДВО АН СССР, 1980. С. 61–66.
- Коренев О.С., Неверов Ю.Л., Остапенко В.Ф. и др. Результаты геологического драгирования в Охотском море на НИС "Пегас" (21-й рейс) // Геологическое строение Охотоморского региона. Владивосток: СахКНИИ ДВНЦ АН СССР, 1982. С. 36–51.
- Новейший и современный вулканизм на территории России / Отв. ред. Н.П. Лаверов. М.: Наука, 2005. 604 с.
- Подводный вулканизм и зональность Курильской островной дуги / Отв. Ред. Ю.М. Пущаровский. М.: Наука, 1992. 528 с.
- 13. Рашидов В.А. Геомагнитные исследования при изучении подводных вулканов островных дуг и окраинных морей западной части Тихого океана. Автореферат диссертации на соискание ученой степени кандидата технических наук. Петропавловск-Камчатский, 2010. 27 с.
- Baranov B.V., Werner R., Hoernle K.A. et al. Evidence for compressionally induced high subsidence rates in the Kurile Basin (Okhotsk Sea) // Tectonophysics. 2002 V. 350. P. 63–97.

### **– V. СОВРЕМЕННЫЙ ВУЛКАНИЗМ**

## ОБЪЕМНАЯ МОДЕЛЬ ТЕКТОНОМАГМАТИЧЕСКОГО ПРОЦЕССА В КЛЮЧЕВСКОЙ ГРУППЕ ВУЛКАНОВ ПО КОМПЛЕКСУ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ДАННЫХ

### © 2011 г. И. А. Гарагаш, Л. И. Гонтовая, В. А. Ермаков

Институт физики Земли РАН, г. Москва

Ключевская группа вулканов на Камчатке (КГВ) – один из активнейших и хорошо изученных вулканических районов мира. Вулканизм в этом районе известен с раннего плейстоцена, хотя косвенные данные указывают и на более ранние события. Высоты вулканов от 3 до 5км, в т.ч. действующий вулкан Ключевской – 4850м, действующий вулкан Безымянный - около 3000м. В районе выполнены гравиметрическая, магнитная съемки, ряд специализированных геофизических работ, сейсмотомографические исследования с высокой степенью разрешения [2]. Расчетная трехмерная модель получена для области 55.5°N - 56.8°N и 159.0°E -162.5°Е. Характерные размеры изучаемого объекта составляют 220км × 120км × 70 км. Модель содержит горный рельеф и батиметрию. Исходный материал представлен сеткой из 3864 ячеек с размерами 10км × 10км × 5км. Сейсмическая модель описывается совокупностью параметров распределений Vp и Vs, а также их отношениями, которые позволяют получить распределение плотности и упругих параметров среды. Прочностные параметры среды были заданы в рамках упругопластической модели с условием текучести Кулона-Мора. Модель нагружена силами собственного веса. Расчет позволил получить новые данные о распределении приращений основных параметров напряженного и деформированного состояний, вызываемых вариациями механических свойств. В частности получено трехмерное распределение объемной деформации, что позволяет выделить зоны уплотнения и разуплотнения в земной коре, а также вариаций максимальных касательных напряжений. Неоднородность распределения напряжений в земной коре контролируют ее трещиноватость, движение магм и флюидов, оказывая тем самым влияние на эволюцию расплавов, метаморфизм пород и на формирование залежей углеводородов.

Кора КГВ сильно разуплотнена. Области разуплотнения (положительного приращения объемной деформации) встречаются на всех уровнях глубин (рис. 1а), но наиболее развиты вблизи поверхности и в нижней коре (на глубинах 40–25 км). На глубине 25–30 км закартирована отрицательная аномалия скорости Vp. Заметим, что эта область выделялась и в более ранних работах [3, 4]. Здесь, в общей зоне значительного падения скорости, наблюдаются два дискретных объема с падением Vp до (-9.1%), которые перемежаются с антиподальными объемами меньшего размера, характеризующимися, наоборот, значительным увеличением скорости до +6.0-9.1%. Максимальное разуплотнение (до  $9.9\cdot10^{-4}$ ) наблюдается в верхнем слое коры (0–7 км); эта область имеет вид обширной воронки с поперечником более 10 км и с "ножкой", опущенной на глубину до 17 км (см. сечение 3 на Рис. 1а), что косвенно указывает на вероятную связь этого разуплотнения с подводящей колонной и с проявлениями магмы.

По данным о приращении вертикальных деформаций можно предполагать существование извилистого канала от упомянутой ножки вниз до глубин 35км. Различия деформаций в нижней и верхней частях коры, вероятно, связано с возрастанием вакансий для деформирования среды вблизи поверхности, не задавленной литостатической нагрузкой. Тем не менее, разуплотнение в низах коры таково, что ведет к образованию здесь характерных конических структур, типичных для условий, когда давление внутри объекта (глубокого очага магмы?) превышает литостатическое давление. Этот процесс разряжается возникновением хрупких деформаций и роевых землетрясений на границах аномального объекта. На глубинах средней и нижней коры, между той и другой областями объемной деформации, фиксируется обширный аномальный объем с высокими скоростями сейсмических волн и плотностью пород. Для этой части среды получены отрицательные величины приращения объемной деформации (уплотнения, до  $-6.7 \cdot 10^{-4}$ ) и приращения интенсивности максимальных касательных напряжений до 525бар, что естественно связать с появлением здесь заметного числа тектонических землетрясений. Природа этого уплотнения остается не ясной: возможно, что оно является реститом, т.е. связано с преобразованием коры при флюидной обработке или отгонке из него магматического материала; второе решение – вероятность значительно более древнего внедрения, имеющего сейчас интрузивную структуру.

Подъем магм сопровождается развитием как вертикальных, так и горизонтальных движений. На рис. 2 показаны вектора горизонтальных смещений в поверхностном слое коры.



**Рис. 1.** Распределение объемных деформаций (а) и максимальных касательных напряжений (б) в различных сечениях модели Ключевской группы вулканов.

На центральном рисунке показано распределение вариаций продольных скоростей на глубине 25–30 км в процентах.

Максимальные значения этих смещений ориентированы в плоскости глубинного разлома (СВ направления); значения с максимумом 8 м сосредоточены в виде полукружья открытого на СВ в районах к северу от грабена р. Студеной. Названные смещения связаны с растяжением вдоль полосы глубоких разломов и имеют характер раздвига; движения отражают расклинивающее действие внедряющихся магм. К югу от этой структуры направление векторов меняется.

Кроме этого локализованного смещения, фиксируется две устойчивые области нулевых значений, соответствующих периферии вулканического нагорья, долинам рек Камчатки и Еловки и с другой стороны – Хапиченской впадине. Наблюдается стяжение векторов движений к этим структурам. Если принять, что указанные амплитуды движений сформированы за голоцен, т.е. за период формирования вулкана Ключевской, средние скорости (при их максимальной оценке) составят около 1.1 и 0.8 мм/год соответственно для вертикальных и горизонтальных движений. Причинами названных деформаций являются как факты расклинивающих магматических внедрений, так и развитие неоднородностей (в средней коре), что порождает развитие неустойчивости и взаимных перемещений геологической среды. Структурные соотношения глубинного разлома (СВ) и коротких субмеридиональных линеаментов в плоскости этого разлома таково, что мы можем говорить о перераспределении восходящего



Рис. 2. Распределение горизонтальных смещений на поверхности. Изолиниями показан рельеф.

глубинного вещества магмы в реликтовых разломах консолидированного фундамента в виде удлиненных вертикальных штоков; на менее глубоком уровне, в осадочной оболочке, преимущественной формой выделения магм становятся силы и лакколиты.

Выводы. Найдено приблизительное положение флюидно-магматической системы, питающей КГВ. Наблюдаемые аномалии располагаются в коре, от 40км и мельче; вопрос о более глубоких источниках магмы остается открытым и нуждается в дальнейших исследованиях. Магматические процессы в КГВ затрагивают всю кору и активно воздействуют на всю геологическую среду, порождая изменение ее тектонической структуры и физических свойств составляющих пород. Показателем этих процессов является антиподальность положительных и отрицательных аномалий скоростей Vp и Vs и развитие куполовидного поднятия или цепочки таких поднятий, расположенных вдоль зоны глубинных разломов СВ простирания. Поднятия частично компенсируются смежными прогибаниями. Рассчитанная скорость раздвига вдоль разломов составляет 0.7 мм/год, а скорость поднятия 1.1 мм/год; с увеличением времени, принятого при расчете (10000 лет), эти скорости будут меньше. Векторы раздвигания направлены преимущественно перпендикулярно к простиранию разломов, однако трудно разделить влияние разлома и вероятную роль смежных впадин, стягивающих на себя породы с поднятий. Напряженное состояние земной коры КГВ и окрестностей далеко от литостатического равновесия. Формирование физических неоднородностей в коре приводит к возникновению значительных касательных напряжений, связанных с синхронной сейсмичностью, в особенности на границах контрастных сред. Локализация магматических очагов происходит преимущественно в верхней коре, вблизи поверхности, где литостатическое давление снижается; на глубоких уровнях более вероятны процессы сложного взаимодействия магм с корой, возможно и процессы магмогенерации. Масштабы подобной генерации остаются неясными. Наличие значительных объемов коры с промежуточными свойствами не позволяет трактовать все аномальные участки разуплотнения как чисто магматические внедрения. По-видимому, большая их часть связана с вещественными преобразованиями среды под воздействием того или иного теплоносителя.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ.

- 1. Гарагаш И.А., Славина Л.Б., Пивоварова Н.Б., Левина В.И. Скоростное строение и поле напряжений в районе Карымского вулканического центра на Камчатке. Докл. РАН, Т. 389, № 2, 2003
- Гонтовая Л.И., Левина В.И., Санина И.А., Сенюков С.Л., Степанова М.Ю. Скоростные неоднородности литосферы под Камчаткой // Вулканология и сейсмология. 2003, 4. С. 56–64.
- Ермаков В.А., Фирстов П.П., Широков В.А. Петрогенезис Ключеской группы вулканов. Вулканизм и глубины Земли. Наука, Москва, 1971, с. 152–156.
- Левыкин А.И. Фарберов А.И., Ермаков В.А., Балеста С.Т. Состав и состояние вещества земной коры района Ключевской группы вулканов // В кн. Геодинамика вулканизма и гидротермального процесса. Петропавловск-Камчатский, 1974 с. 47–52.
- Garagash I.A., Dubovskaya A.V. Numerical modeling of stress-strain state of the earth's crust of the Caspian region. Proceedings of the First International FLAC/ DEM Symposium, 2008

### V. СОВРЕМЕННЫЙ ВУЛКАНИЗМ

# АКТИВНОСТЬ ВУЛКАНА ШИВЕЛУЧ ПО ВИДЕО И СПУТНИКОВЫМ ДАННЫМ

### © 2011 г. О. А. Гирина, Ю. В. Демянчук, А. Г. Маневич

Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский, girina@kscnet.ru

Северная группа вулканов, включающая Ключевскую группу вулканов и вулкан Шивелуч, является одним из крупнейших вулканических центров мира, в котором извергается более половины продуктов всех вулканов Камчатки и Курильских островов [Федотов и др., 1991]. Визуальное слежение за активностью вулканов Северной группы одна из основных задач Камчатской вулканологической станции им. Ф.Ю. Левинсона-Лессинга с момента её создания в 1935 г. Непрерывный ряд таких наблюдений, полученный сотрудниками станции за 70 лет, один из самых продолжительных в мире. Успехи отечественной вулканологии, связанные с интерпретацией сейсмичности вулканов, непосредственно основаны на визуальных данных. Детальность и качество проводимых сотрудниками станции визуальных наблюдений менялись во времени. На начальном этапе для фиксации вулканических явлений использовались фотокамеры, в дальнейшем, кроме этого, применялась кино- и фототеодолитная съёмка. В 21 веке, в связи с мощным развитием информатики, появилась уникальная возможность непрерывного слежения за активными вулканическими процессами с помощью видеокамер и размещения этой информации в глобальной сети Интернет.

Шивелуч – один из наиболее активных и опасных вулканов Камчатки. Его продукты – породы андезитового (преобладают) и андезибазальтового состава. В 1980 г. на дне эксплозивного кратера, образовавшегося при катастрофическом извержении вулкана 12 ноября 1964 г., начал расти новый лавовый купол, формирование которого продолжается до настоящего времени (рис. 1). В течение 30-лет-



Рис. 1. Вулкан Шивелуч 25 октября 2008 г. Фото Ю. Демянчука.

него периода активности вулкана произошло шесть мощных пароксизмальных извержений, связанных с ростом лавового купола (1993, 2001, 2004, два в 2005, 2010 гг.), при которых пепловые облака поднимались до 20 км над уровнем моря (н.у.м.), пирокластические потоки и волны, сметая все на своем пути, перемещались на расстояния более 30 км от вулкана. Объем изверженных продуктов, например, в феврале 2005 г. превысил 0.3 км<sup>3</sup> [Гирина и др., 2006]. Кроме этого, в межпароксизмальные периоды активности вулкана наблюдается множество отдельных сильных эксплозивных событий, при которых пепловые облака поднимаются до 12-15 км н.у.м.; а так же большое количество раскаленных лавин, связанных с выжиманием вязких лавовых потоков на склоны купола, при обрушении которых пеплы достигают высоты 5-6 км н.у.м.

В 2002 г. в рамках проекта KVERT (Kamchatkan Volcanic Eruption Response Team – http://www. kscnet.ru/ivs/kvert/about в п. Ключи на сейсмостанции Камчатского филиала геофизической службы (КФ ГС) РАН (45 км от вулкана) была установлена видеокамера для постоянного наблюдения за вулканом Шивелуч [Гирина, Гордеев, 2007]. Информация с видеокамеры в режиме реального времени непрерывно передается в Интернет (http://data.emsd.iks. ru), а также помещается в архив. Это позволяет: отслеживать все эксплозивные эпизоды, связанные с ростом лавового купола вулкана Шивелуч; определять высоту выброса пеплов; оценивать опасность активности вулкана для авиации и вовремя предупреждать о ней заинтересованных пользователей.

Если же говорить о динамике процесса вулканического извержения, то есть об изменении во времени качественных и количественных характеристик поступления магматического вещества на поверхность земли, то в настоящее время она изучена недостаточно.

В 2009 г. на базе Камчатской вулканологической станции им. Ф.Ю. Левинсона-Лессинга (45 км от вулкана) была организована работающая круглосуточно (ночью в инфракрасном режиме) видеосистема, позволяющая создавать крупное изображение лавового купола вулкана Шивелуч. Эта система (с передачей видеоизображения на сервер Института вулканологии и сейсмологии (ИВиС) ДВО РАН) в 2009-2010 гг. работала в тестовом режиме, получен уникальный видеоматериал о непрерывном поступлении магматического вещества на поверхность земли. Материал обрабатывается, изучается качественная и количественная информация о динамике вулканического процесса: скорости выброса вулканических продуктов, скорости распространения пирокластических потоков, появлении и скорости движения новых порций лавы, изменении фумарольной активности вулкана и т.д.

Приведем несколько примеров, подтверждающих большое значение для вулканологических на-



Рис. 2. Пирокластический поток на вулкане Шивелуч 26 апреля 2009 г. Видеоданные.

блюдений организации круглосуточно работающей видеосистемы, позволяющей создавать крупное изображение лавового купола вулкана Шивелуч.

1. По данным КФ ГС РАН (http://emsd.iks.ru/~ssl/ monitoring/main.htm) примерно в 06:43 UTC 25 апреля 2009 г. произошел сильный эксплозивный эпизод, при котором пепел поднялся до 7.0 км н.у.м. На крупномасштабном видеоизображении Шивелуча (видеосистема Камчатской вулканостанции) было отмечено, что через весь южный склон купола прошла широкая трещина. После этого эксплозивного события 25 апреля на спутниковых снимках NOAA был обнаружен пепловый шлейф, протянувшийся на 140 км на юг-юго-запад от вулкана [Гирина, Коновалова и др., 2011]. Спустя некоторое время, началась продолжительная умеренной силы эксплозивная деятельность вулкана Шивелуч: в течение 25-28 апреля, на фоне относительного спада сейсмической активности вулкана, наблюдалось непрерывное истечение пепла из образованной 25 апреля трещины на склоне купола (рис. 2). На видеоизображениях вулкана пепел при выбросах поднимался не выше 5-6 км н.у.м., но на спутниковых снимках отмечалось распространение пепловых шлейфов на расстояния более 500 км от вулкана. Изредка во время сильных эксплозивных событий происходило формирование небольших пирокластических потоков. С 09:40 UTC 28 апреля пепловых шлейфов от вулкана Шивелуч на спутниковых снимках не отмечалось.

2. Согласно сейсмическим данным (http://emsd. iks.ru/~ssl/monitoring/main.htm), в 07:30 UTC 30 октября 2009 г., произошел пепловый выброс до 17.0 км н.у.м. Визуально такое событие не было видно в связи с темным временем суток, но на спутниковых снимках был отмечен пепловый шлейф, протянувшийся до 255 км на восток-северо-восток



**Рис. 3.** Раскаленная лавина на вулкане Шивелуч 30 октября 2009 г. Видеоданные.

от вулкана. Благодаря видеосистеме Камчатской вулканостанции, работающей в инфракрасном режиме, удалось увидеть процесс эксплозивного события - сильный выброс пепла спровоцировал обрушение блоков лавы с вершины лавового купола и образование, в связи с этим, большой раскаленной лавины (рис. 3). Также было видно, что пепловая завеса достаточно быстро рассеялась, у подножия вулкана образовались небольшие пирокластические отложения (как позже было определено по спутниковым снимкам – протяженностью около 4 км от купола). На основании видеоданных, высота подъема пеплового облака при вышеуказанном эксплозивном событии, по всей вероятности, не превысила 7-8 км н.у.м. [Гирина, Коновалова и др., 2011]. Ошибка в интерпретации сейсмического сигнала этого события, связана, возможно, с метеорологическими условиями (сильный ветер и т.д.) в районе Шивелуча в это время.

3. В 14:00 UTC 27 октября 2010 г. началось пароксизмальное эксплозивное извержение вулкана Шивелуч, связанное с ростом лавового купола, в результате которого была разрушена значительная часть лавового купола, образовался покров пирокластических отложений площадью около 20 км<sup>2</sup> Гирина, Маневич и др., 2011]. В связи с плохими метеоусловиями, постройка вулкана была недоступна для визуальных наблюдений, но в п. Ключи в разрывы облачности просматривалась мощная пепловая туча, двигавшаяся на восток от вулкана. В 18:00 UTC 27 октября в п. Усть-Камчатск начался пеплопад. Трасса "Усть-Камчатск – Ключи" была закрыта в связи в плохой видимостью, которая местами снизилась до 10 м. В 21:00 UTC мощность пепла вместе со снегом в п. Усть-Камчатск составляла 5 см. К 03:00 UTC 28 октября пепловая туча сместилась в сторону океана, видимость в районе



Рис. 4. Состояние вулкана Шивелуч 29 сентября 2010 г. (а), 19 декабря 2010 г. (б), масштаб разрушения лавового купола в результате события 27 октября 2010 г. (в).

Видеоданные. Обработка Ю. Демянчука.

аэропорта п. Усть-Камчатск повысилась до 3 км. С 17:44 UTC 27 октября на спутниковых снимках наблюдался пепловый шлейф, распространявшийся на восток от вулкана, 28–29 октября его протяженность достигала 2500 км. После улучшения погоды по видеоизображениям до извержения и после был оценен масштаб разрушения лавового ку-

ВУЛКАНИЗМ И ГЕОДИНАМИКА, Екатеринбург, ИГГ УрО РАН, 2011

пола в результате события 27 октября (рис. 4). В настоящее время активный рост лавового купола вулкана Шивелуч продолжается.

В будущем планируется передача изображений лавового купола вулкана Шивелуч с видеокамеры Камчатской вулканологической станции им. Ф.Ю. Левинсона-Лессинга в Интернет в режиме реального времени. На сайте Института вулканологии и сейсмологии ДВО РАН она будет включена в список уже имеющихся видеокамер, направленных на камчатские вулканы: http://www.kscnet.ru/ivs/. К сожалению, канал связи между г. Петропавловск-Камчатский и п. Ключи пока еще далек от совершенства.

Как показано в настоящей работе, с помощью видеокамеры, установленной на Камчатской вулканологической станции им. Ф.Ю. Левинсона-Лессинга, можно: с высокой степенью детальности отслеживать развитие эффузивных и эксплозивных процессов, происходящих при росте лавового купола вулкана Шивелуч; уточнять интерпретацию сейсмических сигналов при сильных эксплозивных событиях; оценивать изменения размеров купола, связанные с эксплозивными событиями. Кроме этого, анализ видеоматериалов, полученных по мониторингу вулкана Шивелуч в течение продолжительного времени, позволит лучше понять динамику и механизм извержений вулканов, во время которых на поверхность земли поступает магма среднего состава. Это, в свою очередь, даст возможность поднять на более высокий уровень прогноз извержений таких вулканов, как Безымянный, Кизимен, Сент-Хеленс, Унзен, Ласкар и др., а так же оценку их вулканической опасности для населения и авиаперевозок.

Работа выполнена при финансовой поддержке ДВО РАН по проекту 09-III-А-08-421. Авторы приносят искреннюю благодарность В.А. Казанцеву, С.В. Малькову и Л.А. Пташинскому за техническую помощь в организации видеосистемы на Камчатской вулканологической станции им. Ф.Ю. Левинсона-Лессинга.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Федотов С.А., Масуренков Ю.П., Святловский А.Е. Вулканы и человечество // Действующие вулканы Камчатки. В 2-х т. Т.1. М., 1991.- С. 5–11.
- 2. Гирина О.А., Гордеев Е.И. Проект KVERT снижение вулканической опасности для авиации при эксплозивных извержениях вулканов Камчатки и Северных Курил // Вестник ДВО РАН. 2007. № 2. С. 100–109.
- 3. Гирина О.А., Демянчук Ю.В., Мельников Д.В. и др. Новая пароксизмальная фаза извержения вулкана Молодой Шивелуч, Камчатка, 27 февраля 2005 г. (предварительное сообщение) // Вулканология и сейсмология. 2006. № 1. С. 16–23.
- Гирина О.А., Коновалова О.А., Маневич А.Г. и др. Активность вулканов Камчатки в 2009 г. // Материалы конференции, посвященной Дню вулканолога "Современный вулканизм и связанные с ним процессы", 29–30 марта 2010 г. Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН, 2011. С. 41–49.
- Гирина О.А., Маневич А.Г., Ушаков С.В. и др. Активность вулканов Камчатки в 2010 г. // Тезисы докладов региональной конференции, посвященной Дню вулканолога "Современный вулканизм и связанные с ним процессы", 30 марта – 1апреля 2011 г. Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН, 2011. С. 14. http://www.kscnet.ru/ivs/conferences/documents/ tezis\_2011.pdf

### = V. СОВРЕМЕННЫЙ ВУЛКАНИЗМ =

## ВУЛКАН КИЗИМЕН: ОСОБЕННОСТИ ПОДГОТОВКИ И ДИНАМИКА ИЗВЕРЖЕНИЯ 2010–2011 гг.

© 2011 г. Е. И. Гордеев, В. А. Дрознин, И. К. Дубровская, Н. А. Малик, Я. Д. Муравьев, А. А. Овсянников

Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский; e-mail: gordeev@kscnet.ru

В середине ноября 2010 г. спустя 83 года, началось извержение вулкана Кизимен, последнее эксплозивное извержение которого отмечалось в 1928–1929 гг.

Вулкан Кизимен представляет собой одиноко стоящую постройку высотой 2376 м с выступами экструзивных куполов на вершине и выделяющимися на склонах относительно короткими крупно глыбовыми мощными лавовыми потоками. В доисторические времена для него были характерны эксплозивно-эффузивно-экструзивные извержения (на современном этапе характерные для вулканов Безымянный и Шивелуч). Изверженные продукты представлены плагиоклазовыми базальтами, амфиболовыми и без амфиболовыми плагиоклаз-пироксеновыми андезибазальтами, двупироксеновыми, роговообманковопироксеновыми и роговообманковыми андезитами, кварц-роговообманковыми дацитами.

Сейсмическая подготовка извержения началась в июле 2009 г. С 11 ноября 2010 г. (здесь и далее время местное) начали наблюдаться парогазовые выбросы с примесью пепла. Первые мощные эксплозии произошли 13 декабря, шлейф распространился в северо-северозападном направлении. В дальнейшем и до настоящего времени практически непрерывно отмечались пепловые шлейфы разной длины и насыщенности.

В результате наземных наблюдений и облетов вулкана стало ясно, что часть материала откладывается в виде пирокластических потоков преимущественно в восточном секторе вулкана. Необычной особенностью данного извержения является то, что они образуются даже при слабых выбросах пирокластического материала, временами наблюдалось почти постоянное образование пирокластических потоков. На извержениях других вулканов Камчатки такой интенсивности в подаче материала ранее не отмечалось. Наиболее мощные пирокластические потоки формировались в середине декабря и 6–7 января, по-видимому, захватывая озеро Теплякова и вытекающего из него ручья Поперечный. По долине ручья сошел мощный лахар, который уничтожив по дороге большой массив леса влился через 12 км в р. Левая Щапина, вызвав в ней кратковременное наводнение.

В начале марта на восточном склоне вулкана было замечено выдавливание небольшого (около 200 м в длину) лавового потока. Интенсивность эксплозивной деятельности в это время упала. К началу извержения большая территория Камчатки была покрыта тонким слоем снега, т.е. в снежном разрезе сохранялись все горизонты прошедших пеплопадов. В результате полевых работ в декабре 2010 - феврале 2011 гг. было проведено шурфование снежной толщи более чем в 100 точках и отобрано около 150 проб пепла. Общая масса тефры, изверженная вулканом к концу апреля, по предварительным оценкам составила (8÷10)·10<sup>6</sup> т. Тефра извержения по химическому составу относится к высоко- и весьма высокоглинозёмистым андезитам нормальной щёлочности калиево-натриевой серии.

Вытяжки из пеплов извержения имеют сравнительно большую минерализацию – 0.5–2.0 грамма на 100 г пепла, выпавшего на расстоянии 20–90 км от вулкана. В анионной части водорастворимого комплекса сульфат ионы значительно преобладают над хлорид- и фторид-ионами (среднее отношение S/Cl около 4), что свидетельствует о преимущественно ювенильном происхождении пеплов.

Извержение продолжается.

### V. СОВРЕМЕННЫЙ ВУЛКАНИЗМ

# ОСНОВНЫЕ ЭТАПЫ ЭРУПТИВНОЙ ИСТОРИИ ВУЛКАНА ПИК САРЫЧЕВА, О. МАТУА, КУРИЛЬСКИЕ О-ВА

© 2011 г. А. В. Дегтерев\*, А. В. Рыбин\*, И. В. Мелекесцев\*\*, Н. Г. Разжигаева\*\*\*

\*Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН, d\_a88@mail.ru \*\*Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН \*\*\*Тихоокеанский институт географии ДВО РАН

Эруптивная история четвертичных вулканов Курильской островной дуги, в том числе действующих и потенциально активных, изучена пока еще достаточно слабо. Исследованиями по реконструкции плейстоцен-голоценового вулканизма затронута лишь южная (Кунашир, Итуруп) и северная (Парамушир, Онекотан) оконечность гряды. Настоящим белым пятном в этом отношении остаются Центральные Курилы – удаленная и труднодоступная группа островов.

После детальных геолого-вулканологических работ начала второй половины XX в., положивших начало планомерному изучению наземных вулканов Курильской островной дуги, специальных исследований в этом районе практически не проводилось. Работы последующих лет, как правило, были посвящены изучению произошедших извержений, поэтому могли мало, что добавить к результатам, полученным предшествующими исследователями. Новый этап в изучении четвертичного вулканизма Центральных Курил наступил в 2006 г., и был связан с началом экспедиционных работ в рамках "Курильского Биокомплексного проекта: человеческая уязвимость и способность к восстановлению при субарктических изменениях" национального научного фонда США (NSF) ARC-0508109. В течение экспедиций, проходивших с 2006 по 2008 гг., были получены первые данные об активности вулканов Центральных Курил в голоцене [Левин и др., 2009; Разжигаева и др., 2009].

Сильное эксплозивно-эффузивное извержение влк. Пик Сарычева (рис. 1) в июне 2009 г., инициировало начало специальных геологовулканологических работ, направленных на детальную реконструкцию эруптивной истории этого вулкана [Левин и др., 2010].

Пик Сарычева (координаты: 48°05′24.49″ с. ш. и 153°12′08.18″ в. д.; абсолютная высота: 1446 м)



Рис. 1. Геологическая схема о. Матуа (пояснения в тексте), черным штрихом показана линия сброса в соответствии с работой [Горшков, 1967].

На врезке – влк. Пик Сарычева (вид с северо-запада) в августе 2010 г., белый пунктир (АБ) – проекция ракурса фотоснимка на схему острова. Фото А.В. Рыбина.



Рис. 2. Тефра влк. Пик Сарычева: а – андезитовый этап; б – андезибазальтовый этап. Фото Н.Г. Разжигаевой.

представляет собой внутрикальдерный стратовулкан с вершинным кратером (рис. 1). Вулкан расположен в кальдере (D = 3.5–4 км) древнего (вероятно плейстоценового) влк. Матуа, формирующего северо-западную часть о. Матуа (Центральные Курилы) [Горшков, 1967; Лаверов и др., 2005].

Первые данные о морфологии вулкана в отечественной литературе содержатся в работах Г.С. Горшкова [1948; 1967], который первым выделил и описал основные элементы его строения – голоценовый внутрикальдерный конус Пик Сарычева и плейстоценовый вулкан Матуа с вершинной кальдерой, показав, таким образом, что вулкан построен по типу Сомма-Везувий. Также он составил подробную сводку его исторических извержений, использовав при этом довольно редкие литературные источники. Более поздние работы Е.К. Мархинина [1968] и В.Н. Андреева с соавторами [1978] дополнили представленные данные по геологическому строению, рассматриваемого района и вещественному составу пород.

Несмотря на то, что вулкан построен по типу "Сомма-Везувий", характерные элементы его строения в значительной мере скрыты. Северо-западная часть острова с половиной соммы влк. Матуа опущена по плоскости сброса (рис. 1), выделенного Г.С. Горшковым [1967] и перекрыта образованиями молодого конуса – пирокластическими и лавовыми потоками. Строение "Сомма-Везувий" выдают лишь остатки постройки влк. Матуа, с юго-востока, примыкающие к внутрикальдерному конусу и характерный "излом" в рельефе.

Пик Сарычева весьма активно работал в течение исторического времени, его извержения зафиксированы в 1760-х, 1878–1879, 1923, 1928, 1930, 1946, 1954, 1960, 1976, 2009 гг. [Андреев и др., 1978; Главацкий, Ефремов, 1948; Горшков, 1948, 1967; Левин и др., 2010; Мархинин, 1964; Полонский, 1994; Сноу, 1992; Шилов, 1962; Rybin et al., 2011]. Характер деятельности вулкана преимущественно эксплозивный и эксплозивно-эффузивный – от слабых эксплозий типа Вулкано, до мощных пароксизмов субплинианского типа. Главная особенность современных извержений влк. Пик Сарычева – их высокая эксплозивность, при которой выбрасываемый вулканом обломочный материал формирует шлаковые пирокластические потоки и эруптивные тучи, способные распространяться на сотни километров.

Работы по изучению эруптивной истории вулкана Пик Сарычева включали комплекс геолого- и геоморфолого-вулканологических исследований, при ведущей роли тефрохронологии. В ходе работ было изучено 9 разрезов почвеннопирокластических чехлов, заложенных на разном удалении (4–7 км) от эруптивного центра, 3 из которых оказались наиболее полными и, по времени осадконакопления соответствовали – позднему плейстоцену-раннему голоцену. Каждый разрез был детально описан и опробован (послойно). Наиболее перспективным районом исследований

ВУЛКАНИЗМ И ГЕОДИНАМИКА, Екатеринбург, ИГГ УрО РАН, 2011

оказалась южная часть острова, имеющая уплощенный рельеф, что обеспечило благоприятные условия захоронения и последующей сохранности пепловых горизонтов. Анализ образцов включал определение главных (петрогенных) элементов и элементов-примесей, выполненных методом атомно-эмиссионной спектрометрии и гравиметрии в аналитической лаборатории ДВГИ ДВО РАН (г. Владивосток).

На основании проведенных исследований в эруптивной истории влк. Пик Сарычева выделено 3 главных этапа:

1. Кальдерообразующий этап (поздний плейстоцен-ранний голоцен). Кальдерообразующее извержение влк. Матуа с образованием кальдеры размером 3.5×4 км и массовым выбросом андезидацитовой пирокластики;

2. Андезитовый этап (почти весь голоцен). Эруптивные центры располагались в пределах образованной кальдеры. В течение этого этапа установлено около 30 извержений разной силы, в том числе и катастрофических. Продукты извержений представлены горизонтами пемзовидных андезитов светло-желтого цвета (рис. 2 а);

3. Андезибазальтовый этап (500–600 л.н.). В течение этого этапа был сформирован современный стратовулкан Пик Сарычева (первым это предположил И.В. Мелекесцев). Деятельность вулкана была преимущественно эксплозивной и эксплозивноэффузивной. Извержения сопровождались многочисленными пирокластическими потоками, мощные толщи которых в настоящее время вскрываются в береговых обрывах острова. Отложения тефры андезибазальтового этапа имеют двучленное строение (рис. 2 б). Нижняя часть разреза образована пачкой коричневого шлака (м = 0.1–0.3 м), верхняя (0.5–1.2 м) – черными, темно-коричневыми дробно стратифицированными шлаками.

Кроме того, в почвенно-пирокластическом чехле о. Матуа обнаружены горизонты транзитной тефры – пеплы кальдерообразующего извержения вулкана Ушишир (~1900–2000 л.н.) и крупного эруптивного события в кальдере Медвежья (о. Итуруп) (~2100 л.н.) (Разжигаева и др., 2011 (в печати); Nakagawa et al., 2008). В среднеголоценовой части разреза присутствует пепел одного из кальдерообразующих извержений влк. Заварицкого (о. Симушир). Работа поддержана грантами РФФИ (№ 10-05-00797, № 09-05-00003) и ДВО (№ 11-III-B-08-015).

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- 1. Андреев В.Н., Шанцер А.Е., Хренов А.П. и др. Извержение вулкана Пик Сарычева в 1976 г. // Бюлл. вулканол. станций. 1978. № 55. С. 35–40.
- 2. Главацкий С.Н., Ефремов Г.К. Извержение вулкана Пик Сарычева в ноябре 1946 года // Бюллетень вулканологических станций. 1948. № 15. С. 8–12.
- 3. Горшков Г.С. Вулкан Пик Сарычева // Бюлл. Вулканол. станций. 1948. № 15. С. 3–7.
- 4. **Горшков Г.С.** Вулканизм Курильской островной дуги. М.: Наука, 1967. 287 с.
- Лаверов Н.П., Добрецов Н.Л., Богатиков О.А., и др. Новейший и современный вулканизм на территории России. М.: Наука, 2005. 604 с.
- 6. Левин Б.В., Фитцхью Б., Буржуа Д. и др. Комплексная экспедиция на Курильские острова в 2008 г. (III этап) // Вестник ДВО РАН. 2009. № 2. С. 134–142.
- 7. Левин Б.В., Мелекесцев И.В., Рыбин А.В. и др. Экспедиция "Вулкан Пик Сарычева 2010" (Курильские острова) // Вестник ДВО РАН, 2010а. № 6. С. 152–159.
- 8. **Мархинин Е.К.** Вулкан Сарычева // Бюллетень вулканологических станций. 1964. № 35. С. 44–58.
- 9. Полонский А.С. Курилы // Краеведческий бюллетень. 1994. № 3. С. 3–86.
- Разжигаева Н.Г., Арсланов Х.А., Ганзей Л.А., Рыбин А.В. Новые данные о возрасте голоценовой тефры и влияние пеплопадов на становление ландшафтов Средних и Северных Курил // Мат-лы IV Всеросс. симпозиума по вулканологии и палеовулканологии. Т. 2. Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН, 2009. С. 480–484.
- Разжигаева Н.Г., Ганзей Л.А., Гребенникова и др. Роль климата и природных катастроф в развитии ландшафтов о. Матуа (Центральные Курилы) в позднем голоцене // Известия РАН. Серия географическая. 2011 (в печати).
- Сноу Г. Записки о Курильских островах // Краеведческий бюллетень. 1992а. № 1. С. 89–127.
- Шилов В.Н. Извержение вулкана Пик Сарычева в 1960 году // Труды СахНИИ. Вып. 12. 1962. С. 143– 149.
- 14. Nakagawa M., Ishizuka Y., Hasegawa T., Baba A. et al. // KBP Report, 2008. 54 p.
- Rybin A., Chibisova M., Webley P. et al. Satellite and ground observations of the June 2009 eruption of Sarychev Peak volcano, Matua Island, Central Kuriles // Bull. Volcanol. 2011. V. 73. № 4. P. 40–56.

### V. СОВРЕМЕННЫЙ ВУЛКАНИЗМ

# ЛАТЕРАЛЬНАЯ ИЗМЕНЧИВОСТЬ СОСТАВА НОВЕЙШИХ ВУЛКАНИЧЕСКИХ СЕРИЙ СВ ЧАСТИ АРМЯНСКОГО НАГОРЬЯ

© 2011 г. Р. Т. Джрбашян, Ю. Г. Гукасян, С. Г. Карапетян, Х. Б. Меликсетян, А. Х. Мнацаканян, Г. Х. Навасардян

Институт Геологических Наук Национальной Академии Наук Армении, Ереван, km@geology.am

Широко и масштабно проявленный новейший вулканизм Армянского нагорья связан с континентально-коллизионными процессами вследствие конвергенции Афро-Аравийской и Евразиатской плит в верхнем плиоцен-плейстоцене. На основе пространственного распределения разновозрастных вулканических образований и их петрогенетических особенностей в СВ части Армянского нагорья [К.Г. Ширинян, 1973] выделяли две структурноформационные зоны – Западную и Восточную. Они приурочены соответственно к Транскавказскому поперечному поднятию и Анкаван-Сюникской разломной структуре общекавказского простирания. По вулкано-тектоническим условиям, временной последовательности эруптивной активности выделяются неовулканические области, расположенные в СЗ-ЮВ направлении: Кечутская и Арагацкая в Западной зоне и Гегамская-Варденисская, Сюникская и Капанский блок в Восточной зоне (рис. 1).

Краткая петрохимическая и изотопно-геохимическая характеристика вулканических серий выделенных областей приводится ниже.



Рис. 1. Схематическая карта развития неовулканических областей и размещения молодых верхне-плиоцен-плейстоценовых вулканических центров на территории Армении.

1 – Границы неовулканических областей. 2 – Верхнеплиоцен-плейстоценовые вулканические центры.

1. Базальтовая (трахибазальтовая) серия развита в пределах Западной вулканической зоны. Ее формирование отвечает этапу верхнеплиоценового (2.25-2.5 Ма) инициального вулканизма, проявленного массовыми линейно-трещинными излияниями недифференцированных платобазальтов (долеритов) вдоль близмеридиональных нарушений системы Транскавказского поднятия. Серия характеризуется однородным петрографическим составом, порфировой, сериально-порфировой структурой с полнокристаллической долеритовой основной массой и фенокристаллами Ol-Cpx-Pl. По химическому составу породы относятся к Ol-Ne, реже Ol-Hy нормативному типу К-Na уклона и умеренной глиноземистости. Мд# варьирует от 0.31 до 0.47, возрастая в направлении с СЗ на ЮВ от Кечутской и Арагацкой областей до восточного склона Гегамского нагорья. Для серии характерно умеренное обогащение литофильными элементами (Sr, Ba, Rb, Th) и LEE (La/Yb = 6.0–11.9; La/Sm = 4.5–47). Значение Ni/Co отношений (1.8-4.7) укладывается в рамки мантийных значений; отношения Nb/Ta постоянны (19.2-21.8), слабо превышая таковые для примитивной мантии. Повышенные Ce/Pb отношения (7.1–9.3) характеризуют неконтаминированные коровым веществом составы. Sr-Nd изотопные отношения варьируют в узких пределах  $(^{87}/_{86}Sr =$ 0.704318 - 0.704389,  $^{143}/_{144}$ Nd = 0.152813 - 0.512844). Слабая степень дифференцированности и геохимические параметры свидетельствуют о деплетированном мантийном источнике с невысокой степенью плавления; геодинамический режим формирования отвечает обстановке континентальнорифтового растяжения с подъемом расплавов без задержки в промежуточных очагах.

2. Базальт - базальтовый андезит - андезит дацитовая последовательно дифференцированная серия отвечает следующему, верхнеплиоценплейстоценовому (1.8-0.45 Ма) этапу вулканизма Западной зоны. Генетически она связана с центральным и ареально-моногенным типами извержений, в результате которых сформировались крупный полигенный вулкан Арагац и система его периферических вулканических плато. Выделяются четыре этапа активности: в первых трех устанавливается гомодромная смена составов от базальтовых андезитов (базальтов), андезитов до дацитов, последний этап отвечает антидромной смене составов и излияниям базальтовых андезитов. В пределах Кечутской области серия представлена укороченным базальтовый андезит – андезит – дацитовым рядом. Слагающие серию породы характеризуются порфировой структурой с микрокристаллической, интергранулярной, микродолеритовой и гиалопилитовой основной массой и постоянным составом фенокристаллов, представленных Ol+Cpx+Opx+Pl; в кислых дифференциатах ОІ практически отсутствует. В лавах Кечутской области к указанному парагенезису присоединяется Ат в редких выделениях. По химизму данная серия относится к известковощелочному, субщелочному высоко-К типу и Ol-Ну нормативным составом, Mg# в интервале 0.60-0.41 до 0.38 и повышенной глиноземистостью. Геохимические спектры демонстрируют более высокую обогащенность литофильными элементами (Rb, Ba, Sr, Th) и LREE (La/Yb = 4.4–16.6) относительно высокозарядных (Ta, Nb, Hf, Zr). В группе LREE La/Sm отношения возрастают от первого этапа к заключительному в пределах 3.20-5.0. В начальных базальтах и базальтовых андезитах Ni/Co отношения заметно возрастают (3.6-4.8), что указывает на более высокую степень плавления. Обращает внимание относительное постоянство Nb/Ta отношения (17.0-22.3). Се/Рb отношения во всей серии варьируют в пределах 5.1-12.7, иногда снижаясь в средних и кислых дифференциатах до 2.5-3.6, выявляя определенную степень контаминированности сиалическими веществом. Sr-Nd изотопные отношения в породах серии отвечают узкому диапазону: <sup>87</sup>/<sub>86</sub>Sr = 0.704103–0.704430, <sup>143</sup>/<sub>144</sub>Nd = 0.152760-0.512863. Эти значения наряду с низкими Nb/U (8.5-14.4) отношениями могут свидетельствовать о происхождении начальных дифференциатов из истощенного мантийного источника более высокой степени плавления.

3. Трахибазальт-базальтовый трахиандезит-трахиандезитовая укороченная серия входит в Восточную вулканическую зону и развита на Гегамском и Варденисском нагорьях. По возрасту относятся к неоплейстоцен-голоцену и характеризуется ареально-моногенным типом вулканических извержений и формированием лавово-шлаковых вулканических построек. Слагающие серию разности имеют олигофировую, порфировую структуру, Ol+Cpx+Pl±Opx парагенезис фенокристаллов и микрокристаллическую основную массу. По петрохимическим параметрам они относятся к известковощелочному, субщелочному К-Na типу с Ol-Hy или Q-Ну в норме, с Mg# 0.30-0.41, и умеренной глиноземистостью; тип дифференциации гомодромный. На редкоэлементных диаграммах прослеживается ещё более высокая степень обогащения литофильными (Sr, Rb, Ba, Th, U) и LREE элементами с резко дифференцированным характером распределения (La/Yb = 23.7–38.0; La/Sm = 5.3–6.1). Одновременно несколько повышены также концентрации HFS (Zr, Hf, Ta, Nb, Y) и HREE (Yb), что свидетельствует о проявлении внутриплитного тренда. Nb/Ta отношения сохраняются на уровне 18.0–21.64, Ni/Co отношения убывают (2.3-3.6), возрастают величины Ce/Pb (6.3–13.0) и Nb/U (8.1–16.3). Sr-Nd изотопные параметры в породах серии сохраняют пониженные мантийные значения: равные 0.704162-0.704324, <sup>143</sup>/<sub>144</sub> Nd = 0.152815 - 0.512845.

4. Базальтовый трахиандезит – трахиандезит – (трахидацитовая) умеренно дифференцированная серия имеет широкое развитие в пределах Сюникского нагорья Восточной вулканической зоны и по возрасту относится к верхнему плиоцену-раннему плейстоцену (2.35-1.7 Ма). Ее формирование связано с двумя последовательными фазами активности полигенного вулкана Ишханасар: фазой ранних взрывных извержений (типа "направленного взрыва") и фазой излияний лавовых потоков и выбросов пирокластики из центрального канала, относящаяся к раннему плейстоцену (1.3–1.1 Ма). Данной серии принадлежат кроме того значительные по объему и протяженности лавовые потоки Сисианского, Ераблурского и др. вулканических плато. Их излияния связаны с моногенными шлаковыми и лавовошлаковыми центрами, расположенными на склонах и подножье полигенных массивов. По петрографическому облику лавы и пирокласты отличаются эвпорфировой серийно-порфировой структурой с микродолеритовой, трахитоидной или пилотакситовой основной массой и Ol-Cpx-Am (Ap)±Pl и Am-Cpx-Pl парагенезисом порфировых вкрапленников. Петрохимические параметры серии соответствуют Q-Ну нормативным составам повышенной глиноземистости, высокой магнезиальности (Mg# 0.40-0.60), Na уклона. Распределение редких элементов характеризуется высокими содержаниями литофильных элементов при соотношении Sr>Ba>Rb, группа редкоземельных элементов обнаруживает сильное обогащение и фракцирование LREE (La/Yb = 36.1–18.0) при La/Sm=4.7–7.0. Повышены также содержания таких высокозарядных элементов, как Zr, Nb, и особенно Та с уменьшением величины Nb/Ta = 17.0-12.6. Ni/Co отношения варьируют от основных дифференциатов к средним в пределах 3.0-1.1. Значения Nb/U заметно возрастают в основных разностях, уменьшаясь в ходе дифференциации от 20.9–13.5 до 12.7–6.6. Низкая степень контаминированности фиксируется ростом величин Ce/Pb = 5.6-11.3. <sup>87</sup>/<sub>86</sub>Sr изотопные отношения, сохраняя мантийные значения, возрастают от базальтовых трахиандезитов к трахидацитам в пределах 0.70428-0.70462.

5. Базанит (тефрит) – фонотефритовая укороченная серия локализована в Сюникской и Капанской областях Восточной вулканической зоны и по возрасту относится к среднему-верхнему неоплейстоцену. В пределах Сюникской области она пространственно совмещена с предшествующей трахибазальт-трахиандезитовой серией полигенного вулкана Ишханасар и слагает отдельные моногенные центры на его южных склонах и Ераблурском плато. В Капанском блоке, который в тектоническом плане является эпимезозойским консолидированным жестким блоком, данная серия выражена ее базанитовой ветвью с переходом к пикробазальтам. Проявлена в виде ряда моногенных эруптивных центров и протяженных лавовых потоков, контролируемых активизированными в новейшем тектогенезе древними глубинными разломами [Ширинян, 1973]. Для петрографического состава серии характерны меланократовый облик, эвпорфировые, серийно-порфировые структуры с микродолеритовым, интерсертальным, гиалиновым базисом и преобладанием фенокристаллов темноцветных минералов в парагенезисе Ol-Cpx(Ap)±Am и  $Am-Cpx(Ap)\pm Ol.$  По химизму серия отличается Ol-Ne нормативным составом, низкой глиноземистостью, высоким Мg# (0.53-0.73, Сюник; 0.76-0.78, Капан) и Na уклоном. Геохимические диаграммы выявляют максимальное для всего ряда вулканических серий Армении обогащение редкими элементами с характерными интенсивными позитивными пиками для Sr, Ba, Th, La, Zr, минимумами для Rb, Hf и слабо выраженным Nb-Ta трогом. Состав REE сильно фракционирован (La/Yb = 34.0-43.0; La/Sm = 1.3-1.6). Резко возрастают индикаторные отношения Ni/Co (4.0-6.9), Ce/Pb (5.6-11.4), Nb/U (18.9–26.5), заметно уменьшается Nb/Ta отношение (13.2-17.8). Эти особенности характеризуют тектоническую обстановку внутриплитного растяжения. Величины изотопных отношений <sup>87</sup>/86 Sr варьируют в узких пределах (0.70411-0.70476) и сопоставляются с параметрами деплетированного мантийного источника. Приведенные данные дают основание считать, что трахибазальт-трахиандезитовая и базанит-фонотефритовая серии Сюникской и Капанского блока обнаруживают геохимическое сродство и единый гомогенный изотопный источник, обогащенный Са и Sr. Они различаются по степени дополнительного влияния флюидных компонентов, ведущим фазам фракционирования, глубине магматических камер.

6. Риолит-трахидацитовая серия, связанная с автономными магматическими очагами, широко развита в обеих региональных вулканических зонах. Она характеризуется ареальным типом вулканизма и представлена куполовидными постройками с их эксплозивными, эффузивными и экструзивными фациями. Устанавливаются три главные фазы проявления риолитового вулканизма (10-12; 7.5–4.5; 2.8–0.1 *Ма*). Для третьей фазы выявляется омоложение возраста с СЗ на ЮВ. В Западной вулканической зоне диапазон составов серии отвечает риолитам-дацитам, в отличие от Восточной зоны, в которой породы представлены исключительно риолитами. Серия петрогрфически однородна, с низким содержанием фенокристаллов (плагиоклаз, кварц, изредка амфибол, биотит и калишпат) и гиалопилитовой, гиалиновой, микрофельзитовой основной массой. Имеет эвтектический состав и принадлежит предельным по  $SiO_2$  (76.0–68.0%) известково-щелочным и субщелочным высококалиевым разностям. Распределение микроэлементов позволяет выделить в составе серии два дискретных геохимических типа: бариевый (Ba, Sr, Zr, Hf, LREE) и рубидиевый (Rb, Ce, Th, U, Nb, Y), ко-

торые разобщены пространственно: первый тип распространен в Западной вулканической зоне, второй - в Восточной. Вариации REE указывают на высокую степень фракционирования и устойчивый глубокий Еu-минимум; La/Yb отношения для пород Западной зоны составляют 1.9-16.4, Восточной зоны – 8.9–15.8. В направлении с СЗ на ЮВ возрастают имеющие коровые величины Nb/Ta отношения (от 9.0-11.6 до 12-12.5), уменьшаются Nb/U (от 2.7-4.6 до 2.2-3.6) и Се/Рb (от 4.8-7.4 до 0.9–2.6). Первичные <sup>87</sup>/<sub>86</sub> Sr отношения в Западной зоне изменяются в пределах 0.70425-0.70557, в Восточной – 0.70446–0.70636. В целом, риолиттрахидацитовая серия генетически связана с анатектическими кислыми расплавами, образование которых определяется плавлением нижнекорового слоя с определенным привносом глубинного мантийного вещества и флюидов и молодым возрастом изотопного источника Sr.

Обращаясь к геодинамической интерпретации геохимических особенностей вулканитов Армении нагорья, отметим их позицию на дискриминационной диаграмме Th/Yb – Ta/Yb (рис. 2). На ней видны отличия региональных мантийных источников и степень участия коры. Для вулканических серий Гегамского нагорья и вулкана Арагац, а также других вулканов Армянского нагорья (Муш-Немрут-Тендурек, Карское плато, Арарат) устанавливается мантийный источник с пониженными Ta/Yb отношениями и различной степенью контаминированности (рост отношения Th/Yb), при минимальной степени контаминации для щелочных серий Муш-Немрут-Тендурек [Pearce, 1990]. Вулканические серии Сюникского нагорья сдвинуты вправо, вдоль тренда мантийного обогащения (W) во внутриплитной обстановке, и имеют Ta/Yb отношения, идентичные с сериями внутриплитного вулкана Каракалидаг (северный выступ Аравийской плиты, к югу от Армянского нагорья), но отличаясь большей степенью контаминации коровым веществом. Таким образом для вулканических серий Сюника характерен мантийный источник отличный от других серий Армянского нагорья. Здесь же отметим, что континетальновнутриплитные вулканические серии вулкана Кула (западно-Анатолийский блок) демонстрируют третий региональный мантийный источник.

Основные положения работы суммируются следующим образом. 1. Выделенные разновозрастные вулканические серии позднеколлизионного этапа равзития СВ части Армянского нагорья в разной степени обогащены литофильными, редкозе-



**Рис.2**. Сопоставление вулканических серий Армянского нагорья, и континентально-внутриплитных вулканических серий вулканов Каракалидаг (северный выступ Арабской плиты) и Кула (западно-Анатолийский блок) на диаграмме Ta/Yb – Th/Yb.

МОRB+WP область составов океанических и внутриплитных базальтоидов, DM-деплетированный мантийный источник, ЕМ – обогащенный во внутрплитной обстановке мантийный источник. Тренды эволюции: С – контаминации, W внутриплитного обогащения, F – фракционной кристаллизации.

мельными и высокозарядными элементами, но при этом сохраняют изотопные метки деплетированного мантийного субстрата. 2. Химизм и геохимические параметры данных серий изменяются в СЗ-ЮВ направлении в сторону усиления внутриплитных трендов и глубины генерации расплавов, что указывает на изменение характеристик мантийных источников, и возможное возрастание степени участия в их петрогенезисе метосоматического флюидного компонента.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Ширинян К. Г. О связи петрофизических и петрохимических особенностей новейших вулканических серий Армении с блоковыми структурами // Вулканизм и формирование минеральных месторождений в Альпийско-Гималайской геосинклинальной зоне. М.: Изд. Наука, 1973, С.127–137.
- Pearce J.A., Bender J.F., De Long S.E., Kidd W.S.F., Low P.J., Guner Y., F. Saroglu F., Yilmaz Y., Moorbath S., Mitchell J.G. Genesis of collision volcanism in Eastern Anatolia, Turkey, // J. Volcanol. Geotherm. Res., 1990. 44, 189–229.

### V. СОВРЕМЕННЫЙ ВУЛКАНИЗМ

# ПОЛИГЕННЫЙ ЧЕТВЕРТИЧНЫЙ ВУЛКАН АРАГАЦ (МАЛЫЙ КАВКАЗ, АРМЕНИЯ): ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ И ПРОДОЛЖИТЕЛЬНОСТЬ АКТИВНОСТИ

## © 2011 г. В. А. Лебедев

Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, Москва, leb@jgem.ru

Один из крупнейших очагов четвертичного вулканизма на Кавказе – Арагацкий центр – находится в центральной части одноименной неовулканической области Малого Кавказа на территории Республики Армения (рис. 1). Развитие позднекайнозойского магматизма Арагацкой области, как и всего Кавказско-Восточноанатолийского сегмента Альпийского складчатого пояса, происходило в условиях сложной геодинамической обстановки активности горячего поля мантии [Бубнов, 2003; и др.], проявленной на фоне континентальной коллизии Евразийской, Аравийской, Турецкой, Иранской литосферных плит и ряда микротеррейнов. Высочайшая вершина Закавказья – полигенный стратовулкан Арагац (4090м) занимает особое место в истории молодого магматизма Малого Кавказа по разнообразию изверженных пород, масштабам активности, многообразию эруптивных явлений и сложности геологического строения. Вулкан имеет форму плоско-выпуклого ассиметричного щита (диаметр 40–42 км) с главным кратером, расположенным в его северо-восточной части.

Фундамент Арагацкой области слагают породы древних метаморфических комплексов, известняки мела и вулканогенно-осадочные отложения эоцена, обнажающиеся преимущественно в северо-



Рис. 1. Схематическая геологическая карта Арагацкой неовулканической области.

1 – четвертичные осадочные образования; 2 – вулканогенно-обломочные образования; 3 – четвертичные вулканические аппараты; 4 – позднечетвертичные лавы Гегамской неовулканической области (моложе 0.6 млн. лет); 5 – четвертичные лавы Арагацкого вулканического центра (0.9-0.5 млн. лет); 6 – пирокластические образования Арагацкого вулканического центра; 7 – эоплейстоценовые лавы и пирокластические образования вулканов Араилер и Артени; 8 – платобазальты и пирокластические отложения позднего плиоцена; 9 – позднеми-оценовые вулканические образования; 10 – породы фундамента.

восточной части региона. Здесь же распространены интрузии раннепалеозойских и меловых гранитоидов, а также в ряде мест – небольшие тела габброидов [Паффенгольц, Тер-Месропян, 1964]. На большей части территории области перечисленные выше образования перекрыты молодыми вулканогенными толщами, образовавшимися в течение трех этапов неоген-четвертичного магматизма Малого Кавказа. Эффузивы первого, позднемиоценового этапа в пределах Арагацкой области имеют ограниченное распространение и встречаются только в её северо-восточной части на склонах Цахкуняцкого хребта и в долине р.Раздан (рис. 1). Оливиновые платобазальты и андезибазальты плиоценового этапа (около 2.5 млн. лет [Чернышев и др., 2002]), вскрытые в глубоко врезанных долинах рек Ахурян и Раздан (рис. 1), предположительно слагают основание разрезов молодой вулканогенной толщи рассматриваемого региона на большей его части. Подобные породы широко распространены в пределах соседних неовулканических областей Малого Кавказа (Джавахетской, Гегамской) и Восточной Анатолии (Карсской).

Согласно полученным нами изотопно-геохронологическим данным четвертичная магматическая активность Арагацкой области началась в конце эоплейстоцена – около 1.3 млн. лет назад. В это время на юго-западной периферии региона возник небольшой самостоятельный вулканический центр Артени, сложенный риолитобсидиановыми лавами, а в его восточной части – крупный вулкан Араилер (рис. 1).

Вулканический центр Артени расположен в 5 км от г.Талин и включает два сросшихся основаниями конуса – Мец-Артени (2047 м) и Покр-Артени (1754 м), от которых в западном и южном направлении спустились потоки кислых лав. Последние представлены массивными риолитами, риолитовыми обсидианами и перлитами, а также пемзами, туфами и брекчиями. Вулканический центр имеет сложное строение: в результате неоднократного выжимания кислой магмы возникли многочисленные экструзивные купола, трещинные выжимки, скопления лавобрекчий. Несмотря на кислый состав продуктов активности центра, в результате его извержений образовалось два достаточно протяженных лавовых потока, первый из которых – Арагацкий (длина до 8 км), сложенный преимущественно перлитами, двигался в юго-западном направлении и достиг современных окрестностей ж/д станции Арагац. Второй, более молодой поток (длина до 3 км) полосчатых риолитовых лав распространился по поверхности Арагацкого потока в том же юго-западном направлении.

В крайней восточной части Арагацкой области к северу от г.Ереван расположен вулканический центр Араилер, включающий одноименный вулкан (2576 м) и ряд небольших шлаковых конусов

в его окрестностях. Вулкан Араилер имеет форму неправильного конуса с усеченной вершиной; диаметр его основания, лежащего на высоте около 1900 м, составляет около 9 км [Кваша, 1953]. В вершинной части постройки сохранились остатки разрушенного кратерного углубления, которое окружено кольцом из нескольких, смыкающихся между собой пиков. Результаты проведенного нами изучения полных стратиграфических разрезов на южном и восточном склонах вулкана позволяют утверждать, что он сложен, главным образом, лавами дацитого состава обычно с массивной текстурой и реже плитчатой отдельностью. На южном склоне Араилера в районе малой вершины 1145.2 м находится боковой вулканический аппарат, извергавший потоки андезитовых лав, которые перекрыли дациты главного конуса на значительной площади и спустились к подножью вулкана. Кроме того, агломераты андезитового состава широко распространены в вершинной части Араилера, в пределах его разрушенной кратерной чаши. Лавовоагломератовая толща массива горы прорвана многочисленными дайками андезитового или дацитового состава. Выявленные нами стратиграфические взаимоотношения между разными типами пород, слагающих вулкан Араилер, указывают на наличие двух стадий в его истории развития. На ранней из них сформировался главный конус, сложенный дацитовыми лавами и, возможно, представляющий собой крупный экструзивный массив. Вторая стадия ознаменовалась сильным эксплозивным извержением в вершинной части горы с образованием кратерной чаши (впоследствии разрушенной) и агломератовых толщ андезитов; в это же время на южном склоне вулкана произошло боковое извержение с излиянием потоков андезитовых лав распространившихся на значительное расстояние. К югу в непосредственной близости от Араилера расположено два конуса (Нохут, Шахвард), извергавших лавы среднего – основного состава и, возможно, проявлявших активность синхронно с боковым извержением андезитов вулкана. Результаты проведенного нами K-Ar датирования пород вулканического центра Араилер свидетельствуют о том, что его активность приходится на середину эоплейстоцена; при этом в пределах погрешности измерений значения возраста для ранних дацитовых лав и поздних андезитовых не различаются. Вероятно, период затишья между формированием дацитового конуса вулкана и последовавшими за этим извержениями андезитовых лав был относительно непродолжительным и не превышал первые десятки тысяч лет.

На более позднем отрезке четвертичного периода началась эруптивная деятельность в пределах Арагацкого вулканического центра, протекавшая в течение четырех фаз активности. Согласно полученным изотопно-геохронологическим данным последовательность вулканизма на его территории может быть представлена в следующем виде.

Продукты первой фазы вулканической активности Арагацкого центра связаны с извержениями многочисленных моногенных вулканических конусов и трещинных аппаратов в его периферийных частях и слагают низы разрезов нескольких плато (Шамирамского, Егвардского и др.) к западу от г.Ереван. Состав пород преимущественно отвечает андезибазальтам – андезитам, хотя среди образований этого возраста известны и умереннокислые эффузивы (дацитовые лавы, туфы, туфолавы), вскрывающиеся в глубоких срезах основания массива Арагаца. К-Аг датировки, полученные для лав І-ой фазы, указывают на их образование в период времени 0.97-0.89 млн. лет назад [Чернышев и др., 2002], т.е. примерно через 400-300 тысяч лет после завершения извержений в пределах вулканических центров Артени и Араилер.

Вторая фаза вулканической активности Арагацкого центра, по-видимому, являлась наиболее продуктивной и по разнообразию изверженных вулканитов она в целом аналогична первой. В этот период времени началась эруптивная деятельность непосредственно вулкана Арагац, преимущественно сложенного потоками лав и пирокластикой дацитового состава. Кроме того, были извержены потоки базальтов, которые связаны с моногенными аппаратами в бассейне р.Манташ на северном склоне Арагаца. Изотопные датировки для вулканогенных образований II-ой фазы лежат во временном диапазоне 0.74-0.68 млн. лет. Таким образом, временной перерыв в эруптивной деятельности Арагацкого центра между первыми двумя фазами составлял около 200 тысяч лет.

Активность третьей фазы Арагацкого центра была ограничена магматической деятельностью ряда моногенных центров и излияниями из локальных трещин, расположенных на южном и юго-восточном склонах Арагаца. К их числу относятся вулканические конусы Тиринкатар и Аштарак, извергавшие лавы андезибазальтов (двупироксеновые и оливин-пироксеновые) и реже андезитов. В вершинной части Арагаца происходили выжимки гиалодацитовых лав. К-Ar даты для основных и кислых по составу вулканитов III-ей фазы указывают, что их образование произошло около 0.56-0.45 млн. лет назад. Вероятно, период "затишья" в извержениях между второй и заключительной третьей фазами активности Арагацкого центра также как и между І-ой и ІІ-ой составлял около 200 тысяч лет.

По своим петрохимическим характеристикам вулканиты Арагацкого центра относится к базальтандезибазальт-андезит-дацитовой дифференцированной серии [Гукасян, 1985]. Авгит-оливиновые базальты центра характеризуются близким петрографическим обликом, порфировой, реже олигофировой структурой с микрокристаллической или гиалопилитовой основной массой. Характерна парагенетическая ассоциация минералов-вкрапленников лабрадор + авгит + хризолит. Андезибазальпредставлены порфировыми двупироксенты оливиновыми, авгит-оливиновыми, двупироксеновыми, а также афировыми разностями. Структура их варьирует от афировой через олигофировую до полифировой и сериальнопорфировой. Структура основной массы гиалопилитовая, микролитовая, пилотакситовая, микродолеритовая. Устанавливается три ассоциации вкрапленников: лабрадор + авгит + хризолит + бронзит, лабрадор + авгит + бронзит, лабрадор + хризолит + авгит. Переход от андезибазальтов к андезитам фиксируется по практически полному исчезновению оливина, возрастанию роли ортопироксена и появлению фенокристаллов магнетита. Андезиты представлены двупироксеновыми разностями с небольшими вариациями количественного соотношения темноцветных минералов. Структура пород порфировая, полифировая, олигофировая, сериальнопорфировая с андезитовой, микролитовой, крипто- и микрокристаллической основной массой. Андезиты характеризуются котектической ассоциацией фенокристов андезин + авгит + бронзит или гиперстен + магнетит. Дациты наряду с плагиоклазом содержат во вкрапленниках авгит и гиперстен и подразделяются на несколько разновидностей: двупироксеновые, гиперстеновые и реже биотит-содержащие. Характерны порфировые, олигофировые, афировые, сериальнопорфировые структуры с андезитовой, пилотакситовой, микролитовой и стекловатой основной массой. Выделяются минеральные ассоциации: андезин + авгит + гиперстен или бронзит + магнетит с количественными вариациями отдельных минеральных фаз. В некоторых разновидностях лав и их пирокластах присутствуют биотит и амфибол.

Согласно химической классификации вулканических пород вулканические образования Арагацкого центра относятся к известково-щелочным и субщелочным сериям соответствующих типов пород, обнаруживая при этом умеренно-калиевый и высоко-калиевый тренды составов.

Итак, полученные изотопно-геохронологические данные позволяют сделать ряд выводов о временных закономерностях развития четвертичного магматизма в пределах Арагацкой неовулканической области и для вулкана Арагац, в частности.

1. Общий период четвертичной магматической активности в пределах Арагацкой неовулканической области Малого Кавказа составил около 800 тысяч лет – от 1.30±0.05 до 0.50±0.05 млн. лет назад.

2. Вулканическая активность в регионе в четвертичное время имела четко выраженный дискретный характер: на основании результатов К-Аг датирования выделено 4 фазы магматизма (~1.3, ~0.9, ~0.7 и ~0.5 млн. лет назад), разделенных продолжительными перерывами (от 200 до 400 тыс. лет) в извержениях.

3. Важным фактом является то, что новейший вулканизм в пределах Арагацкой области начался существенно раньше (около 1.3 млн. лет назад), чем в пределах двух соседних областей Малого Кавказа – Джавахетской (около 800 тыс. лет назад) [Лебедев и др., 2003] и Гегамской (около 700 тыс. лет назад) [Арутюнян и др., 2007], на территории которых он продолжался до конца позднего неоплейстоцена, а, возможно, и в голоцене. Таким образом, начавшись на 0.5 млн. лет ранее, четвертичная вулканическая активность Арагацкой области и завершилась также существенно раньше (около 0.5 млн. лет назад), чем в соседних регионах Закавказья.

4. Отсутствие в пределах Арагацкой области позднечетвертичных вулканов с возрастом менее 0.5 млн. лет позволяет нам рассматривать эту часть неовулканической провинции Малого Кавказа как потенциально менее опасную на возобновление извержений, по сравнению с соседними – Джавахетской и Гегамской областями.

5. Период магматической активности в пределах Арагацкого центра составил около 400 тысяч лет – от ~900 до ~500 тысяч лет назад. Важной особенностью протекавшего здесь вулканизма является относительная кратковременность отдельных фаз (менее 100 тысяч лет) с двумя практически одинаковыми периодами "затишья" (около 200 тыс. лет), разделяющими эти фазы.

6. Продолжительность активности крупного полигенного вулкана Арагац составила около 250–200 тысяч лет; она протекала в течение двух дискретных фаз – около 700 и 500 тысяч лет назад.

На первой из них произошло образования крупной вулканической постройки, сложенной лавами и пирокластикой дацитового состава. Также отмечено извержение основных лав из ряда побочных конусов или трещинных аппаратов на северном склоне вулкана. Вторая фаза ознаменовалась извержениями андезибазальтовых лав из побочных аппаратов на южном и восточном склонах Арагаца, а также излияниями кислых расплавов в его вершинной части.

Работа выполнена в рамках Программы № 4 фундаментальных исследований Президиума РАН при поддержке гранта РФФИ № 11-05-00012.

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- 1. Арутюнян Е.В., Лебедев В.А., Чернышев И.В., и др. // ДАН. 2007. Т. 416. № 1. С. 91–95.
- Бубнов С.Н. Хронология извержений и источники расплавов новейших вулканических центров Большого Кавказа. Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. М.: ИГЕМ РАН, 2003. 27с.
- Гукасян Ю.Г. Петрография, минералогогеохимические особенности и история формирования Арагацкого вулканического комплекса. Автореф. дис. канд. геол.-мин. наук. Тбилиси, 1985, 25с.
- Кваша Л.Г. // Труды лаб. вулканологии АН СССР. 1953. Вып. 7. С. 83–136.
- 5. Лебедев В.А., Чернышев И.В., Дудаури О.З. и др. // Докл. АН. 2003. Т. 393. № 6. С. 802-808.
- 6. Паффенгольц К.Н., Тер-Месропян Г.Т. Арагац. Ереван: Изд. АН Арм.ССР, 1964, 80с.
- 7. Чернышев И.В., Лебедев В.А., Аракелянц М.М. и др. // Докл. АН. 2002. Т. 384. № 1. С. 95–102.

### **V. СОВРЕМЕННЫЙ ВУЛКАНИЗМ**

# О ВОЗМОЖНОСТИ ИСПОЛЬЗОВАНИЯ РАЗЛИЧНЫХ МОДЕЛЕЙ ОЧАГОВЫХ СПЕКТРОВ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ ПРИМЕНИТЕЛЬНО К ВУЛКАНО-ТЕКТОНИЧЕСКИМ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯМ ВУЛКАНА КЛЮЧЕВСКОЙ

### © 2011 г. В. К. Лемзиков

ИВиС ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский, lemzikov@kscnet.ru, lvk@kscnet.ru

Влияние условий распространения сейсмических волн в среде по пути от очага до точки регистрации искажает спектры этих волн до такой степени, что определить параметры очага по записям землетрясений на станциях в абсолютном большинстве случаев невозможно. Поглощение сейсмических волн в поверхностных слоях почвы непосредственно под станцией ("станционная поправка") сильно искажает очаговый спектр землетрясения [Anderson, 1986; Hough et. al., 1988]. Поглощение сейсмических волн по пути пробега от очага до точки регистрации, так же как и геометрическое расхождение их в той или иной мере искажают спектры землетрясений [Boatwright et. al., 1991; Boore, 2003; Hough et. al., 1988; Humphrey et. al., 1990]. Применение инверсионного метода, предложенного в [Boatwright et. al., 1991], основу ко-



Рис. 1. Карта района исследования; вверху слева – расположение его на карте Камчатки, внизу справа – вертикальная проекция в направлении запад-восток.

очаги вулкано-тектонических землетрясений,
 сейсмические станции, 3 – вершина вулкана Клю-чевского в горизонтальной проекции.

торого составляет одновременный подбор параметров очага и среды, позволяет определять параметры очагов землетрясений. Этот метод использован для вулкано-тектонических землетрясений вулкана Ключевской.

Вулканические землетрясения вулкана Ключевской происходят роями, в соответствии с периодами усиления его сейсмической и вулканической активности. Вместе с тем очаги вулканических землетрясений этого вулкана пространственно располагаются в строго определенных зонах. Взрывные вулканические землетрясения происходят в конусе, а вулкано-тектонические – роятся под вулканом в двух местах с центрами на глубинах 5 и 30 км. Вне отмеченных зон очаги вулканических землетрясений вулкана Ключевской очень редки [Горельчик и др., 1995; Горельчик и др., 2001].

Выборка вулкано-тектонических с очагами на глубине 5 км включает 33, а на глубине 30 км – 27 землетрясений все 5-го и 6-го энергетического класса по шкале местных Камчатских землетрясений С.А. Федотова. Записи этих землетрясений выполнены радиотелеметрическими сейсмическими станциями Камчатского филиала Геофизической службы РАН (КФ ГС РАН), установленными на склоне и вблизи вулкана (рис. 1). Вулканотектонические землетрясения вулкана Ключевской с очагами под вулканом Ключевской на глубине 5 км имеют четкие вступления Р- и S-волн (рис. 2). Выбранные участки сейсмограмм, содержащие S-волны, перед БПФ-преобразованием подвергались стандартным процедурам: удалением нулевого и временного тренда, косинусообразной коррекцией концов анализируемого интервала.

Эмпирические спектры землетрясений можно сравнить с некоторыми модельными спектрами, которые определяются двумя параметрами: уровнем низко-частотной части  $\overline{u}_0$  и угловой частотой  $f_c$ . Наиболее распространенная модель очага землетрясения, спектр смещения которой выше угловой частоты уменьшаются как f-2. В эмпирические спектры вулканотектонических землетрясений вводятся поправки на расхождение и поглощение сейсмических волн в среде и под станцией. Поправки на направленность излучения игнорируются, так как используемые сейсмические станции полностью окру-

жают очаги землетрясений (рис. 1). Деление эмпирических спектров на модельный показывает разницу между ними, которая содержит в качестве неизвестных параметры:  $f_c$ ,  $\overline{u}_0$ ,  $t^*$ , Q – угловая частота и уровень очагового спектра, станционная поправка и добротность среды. Функция геометрического расхождения используется в упрощенной форме как зависимая от гипоцентрального расстояния.

В целях упрощения использовались обстоятельствами, определенные выборками исходных данных. Во-первых, угловая частота f<sub>c</sub> очагового спектра для одного землетрясения имеет только одно значение по записям всех станций для этого землетрясения. Во-вторых, если рассматривать записи землетрясений одной станции с примерно равной энергией и с очагами практически в одном и том же месте, то параметры:  $\overline{u}_0$ ,  $t^*$  и Q – должны быть соответственно равными. Это использовалось в составляемых матричных уравнениях инверсии, которая делилась соответственно на первую и вторую подинверсии. Матричные уравнения включали невязки, которые составлялись для одного землетрясения по записям всех станций в случае первой поинверсии или по всем землетрясениям по записям одной станции – второй подинверсии. Для минимизации решения уравнений, они вычислялись методом SVD. Нахождение параметров очага и среды повторяется, причем полученные значения в предыдущем решения служили ориентировочными данными для очередного решения. Этот переменный процесс последовательного вычисления по первой и второй подинверсий продолжался до тех пор, пока не определялась наиболее оптимальная комбинация параметров, определяющих очаг землетрясений и среду распространения сейсмических волн. Пределы значений станционных поправок  $t^*$  и добротностей среды Q при первоначальном расчете определяются по литературным данным [Лемзиков и др., 2010; Andrews, 1986; Anderson et. al., 1986; Anderson, 1984]. Пределы значений угловой частоты f<sub>c</sub> спектров определяются конкретными записями землетрясений. Пределы значений коэффициентов *m*, на которые умножаются уровни экспериментальных спектров  $\overline{u}_{0}$ , определяются пространственным положением станций и очагов землетрясений.

Для сравнения использовались несколько моделей спектров очагов землетрясений, которые выбирались, ориентируясь на [Brune, 1970; Boore, 2003]. При этом спектры, имеющие сложную форму, в частности с несколькими характерными частотами, не рассматривались. Только учитывалось уровень спада высокочастотной части спектра и значение угловой частоты. Рассмотрены модели очагов, спектры смещения которых выше угловой частоты уменьшались равно и меньше, чем спад по f–2. Примеры этих моделей в виде спектров смещения показаны на рис. 3.



**Рис. 2.** Примеры вулкано-тектонических землетрясений под вулканом Ключевским с очагами на глубинах 5 км (а) и 30 км (б) и их осредненные спектры участков S-волн (в).

Спектры соответствуют: 1 – с очагами на глубинах 5 км и 2 – 30 км.

Модель номер 1 (модель очага землетрясения Брюна, спектры смещения которого выше угловой частоты уменьшаются как f-2) хорошо подходит для землетрясений с глубинами очагов примерно 5 км под вулканом Ключевским. Угловые частоты их определены по этой модели как  $f_c = 6.55 \pm 0.60$  Гц, а для землетрясений с глубинами очагов 30 км по той же модели  $-f_c = 4.55 \pm 0.19$  Гц. По этому признаку эта модель совершенно не подходит для землетрясений с глубиной очага 30 км под вулканом Ключевской. Для этих землетрясений удовлетворительно подходит модель номер 2, угловые частоты в этом случае определены как  $f_c = 2.74 \pm 0.37$  Гц. Что более соответствует реальным данным (рис. 2). Угловые частоты очаговых спектров для этих землетрясений по модели 3 определены примерно на той же частоте, но для соответствия этой модели реальным землетрясениям необходимо оценить значения коэффициента т, который обозначает отношение амплитуд спектров мощности на соответствующих частотах модельных очаговых и реальных по станциям. Если модельные и реальные спектры совпадают, то коэффициент *т* будет иметь примерно равное значение для всех частот. На рис. Зб приведены осредненные значения коэффициента т. Перед осреднением значения коэффициента т по станциям нормировались относительно станции СІК. На рис. 3б специально проведена линия соответствия реальных и модельных очаговых спектров.

Вулканические землетрясения возникают за счет движения парогазовой смеси или/и жидкого



**Рис. 3.** Соответствие различных моделей очаговых спектров реальным землетрясениям. а) Модели очаговых спектров в виде: 1-модель номер 1, 2 – номер 2, 3 – номер 3 (см. текст). б) Значения коэффициента отношения *m* реальных и модельных очаговых спектров на разных частотах: 1 – для модели номер 1 и землетрясений с очагами на глубинах 5 км, 2 – то же, но для землетрясений с очагами на глубинах 30 км, 3 – для землетрясений с очагами на глубинах 30 км, но для модели номер 2, 4 – то же, но для модели номер 3, 5 – линия, которая обозначает равенство для станции СІR и для землетрясений с очагами на глубинах 30 км реальных и модельных очаговых спектров.

расплава пород по вулканическим каналам. В качестве механизма этих землетрясений рассматривалось разрыв пород по трещине заполненной жидкостью [например, Chouet, 1986]. Однако по результатам работы следует признать, что вулканические очаги землетрясений на глубинах 5 км под вулканом Ключевской соответствуют движению хрупких трещин, мало заполненных жидкой или парогазовой смесью. Уровень спада высокочастотной часть очагового спектра землетрясений соответствует скорости разрыва трещины. По этому параметру землетрясения на глубинах 30 км имеют меньше скорость разрыва пород, чем для таких же на глубинах 5 км. Можно вполне обосновано предположить, что землетрясения с очагами на глубине 30 км возникают за счет движения жидкого расплава пород по вулканическим каналам. Возможно, что причиной этих землетрясений дополнительно является движение по вулканическим каналам парогазовой смеси и хлопки газовых пузырей. Таким образом, на основании результатов по землетрясениям с очагами на глубине 5 км под вулканом Ключевской, механизмы очагов этих вулкано-тектонических землетрясений подобны очагам тектонических землетрясений. Для землетрясений с очагами на глубине 30 км под вулканом Ключевской получено предварительное математическое соотношение для очагового спектра.

Предложен способ оценки моделей очаговых спектров вулкано-тектонических землетрясений. Получены предварительные результаты, характеризующие очаговые спектры вулканотектонических землетрясений вулкана Ключевской. Предложенный метод позволяет дополнительно оценивать параметры поглощения сейсмических волн, которые полезны для оценки напряженно-деформированного состояния среды вулканической постройки.

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- 1. Горельчик В.И., Чубарова О.С., Гарбузова В.Т. Сейсмичность района Северной группы вулканов Камчатки 1971–1983 гг. // Вулканология и сейсмология. 1995. № 4–5. С. 54–75.
- Горельчик В.И., Гарбузова В.Т. Сейсмичность Ключевского вулкана как отражение современной магматической деятельности. // Геодинамика и вулканизм Курило-Камчатской островодужной системы. Петропавловск-Камчатский: 2001. С. 352–370.
- Лемзиков В.К., Гарбузова В.Т. Метод оценки поглощения сейсмических волн местных вулканических землетрясений под вулканом Ключевской. // Материалы конференции посвященной дню вулканолога 30–31 марта 2009 г. Петропавловск-Камчатский: 2010. С. 167–177.
- Andrews D.J. Objective determination of source parameters and similarity of earthquakes of different size. in Earthquakes Source Mechanics. S. Das, J. Boatwright and C. H. Scholz (Editors). American Geophysical Union. Washington.D.C. 1986. P. 259–267.
- Anderson J.G. Implication of attenuation for studies of the earthquake source, in Earthquakes Source Mechanics. S. Das, J. Boatwright and C. H. Scholz (Editors). American Geophysical Union. Washington.D.C. 1986. P. 311–319.

- Anderson J.G. and S.E. Hough. A model for the shape of the Fourier amplitude spectrum of acceleration at high frequencies. // Bull. Seismol. Soc. Amer. 1984. V. 74. № 5. P. 1969–1994.
- Boatwright J., J.B. Fletcher and T.E. Fumal. A general inversion scheme for source, site, and propagation characteristics using multiply recorded sets of moderate-sized earthquakes. // Bull. Seismol. Soc. Amer. 1991. V. 81. № 5. P. 1754–1782.
- Boore D. M. Simulation of Ground Motion Using the Stochastic Method. // Pure Appl. Geophys. 2003. V. 160. № 2. P. 635–676.
- 9. Brune J. Tectonic stress and the spectra of seismic shear waves from earthquakes. // J. Geophys. Res. 1970.

V. 75. No.6. P.4997-5009.

- 10. Chouet B. Dynamics of a fluid-driven crack in three dimensions by the finite difference method. // J. Geophys. Res. 1986. V. 91. № 6. P. 13967–13992
- 11. Hough S. E., J. G. Anderson. Inverting for attenuation // Bull. Seismol. Soc. Amer. 1988. V. 78. № 2. P. 692–708.
- Hough S. E., J. G. Anderson, J. Brune et. al. Inverting for attenuation. // Bull. Seismol. Soc. Amer. 1988. V. 78. № 2. P.672–691.
- Humphrey J. R., J. G. Anderson. Earthquake source parameters and site response from Guerrero, Mexico. // EOS. 1990. V. 71. № 1440.

### = V. СОВРЕМЕННЫЙ ВУЛКАНИЗМ

# ОЦЕНКА ХАРАКТЕРИСТИК ЗАТУХАНИЯ ПОПЕРЕЧНЫХ СЕЙСМИЧЕСКИХ ВОЛН ВУЛКАНО-ТЕКТОНИЧЕСКИХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ В ПОСТРОЙКЕ ВУЛКАНА КЛЮЧЕВСКОЙ И ОПРЕДЕЛЕНИЕ ПОГЛОЩАЮЩИХ СВОЙСТВ СРЕДЫ ПО ИМПУЛЬСАМ СЛАБЫХ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ В КОНУСЕ ВУЛКАНА КЛЮЧЕВСКОЙ

### © 2011 г. М. В. Лемзиков

#### Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский, lemzikov@kscnet.ru

Вулканические землетрясения вулканов имеют повторяющиеся волновые формы. Эта особенность позволила авторам работ, изучавшим вулканическую сейсмичность, разделять вулканические землетрясения на несколько типов. Например, Минаками в [Minakami, 1960] делил вулканические землетрясения на 4 типа. Позже Токарев в [Токарев, 1966] разделил вулканические землетрясения вулканов Камчатки на 5 типов.

Деление вулканических землетрясений вулканов на типы во многих случаях было обоснованно, т.к. неоднократно было доказано, что каждый отдельный тип вулканической сейсмичности характеризует соответствующий вулканический очаг и соответствующий уровень активности вулкана.

По современной классификации [Chouet, Lahr, 1994; Chouet, 1996] все вулканические землетрясения предложено разделять на две основные группы. В первую группу входят в основном вулканические землетрясения 1-го типа. Они являются результатом хрупкого разрушения пород [Горельчик, 2001], вторую группу составляют все остальные вулканические землетрясения, которые называют под общим названием длиннопериодные вулканические землетрясения. Один из возможных механизмов образования длиннопериодных вулканических землетрясений – быстрое хаотичное изменение давления в выводном канале вулкана.

В работе предлагаются два метода исследования поглощающих свойств среды вулкана Ключевской: оценка характеристик затухания поперечных сейсмических волн по записям вулканических землетрясений 1-го типа в постройке вулкана и определение поглощающих свойств среды по импульсам слабых длиннопериодных вулканических землетрясений в конусе вулкана.

Исходным материалом являются выборки цифровых сейсмограмм слабых вулканических землетрясений 1-го типа с глубиной очага до 30 км с энергетическим классом  $K_{S1,2}^{\phi_{68}} \ge 6.0$  [Федотов, 1972] за календарный период 1999–2006 гг., и выборка слабых вулканических землетрясений 2-го, 3-го и 4-го типов вулкана Ключевской с глубиной очага от 1 до 4 км (в конусе вулкана) с энергетическим классом  $4.5 \le K_{S1,2}^{\phi_{68}} \le 5.5$  [Федотов, 1972] за календарный период 2000–2007 гг. Записи вулканических землетрясений выполнены радиотелеметрическими сейсмическими станциями, установленными на постройке вулкана Ключевской. Каждая станция имеет три сейсмических канала один вертикальный SHZ и два горизонтальных SHN и SHE.

Цифровые сейсмограммы слабых вулканических землетрясений 1-го типа (вулкано-тектонических) вулкана Ключевской обработаны методом "MLTWA" (Multiple Lapse Time Window Analysis) [Абубакиров, 2005]. Данный метод применяет нормированные интегралы от объемной плотности сейсмической энергии по нескольким временным окнам на записи землетрясения, пропущенной через полосовой фильтр.

Таблица 1. Оценки параметров суммарного затухания α, и сейсмического альбедо B<sub>0</sub>, полученных с применнием аналитического решения уравнения переноса сейсмической энергии

Станция	Ν	$\alpha_t \times 10^{-2}$					$B_0  imes 10^{-2}$						
(код)		0.75 (2-D)	1.5	3.0	6.0	12.0	18.0	0.75 (2-D)	1.5	3.0	6.0	12.0	18.0
CIR	43	17±15	$6\pm 2$	8 ± 2	$12 \pm 3$	$7\pm 2$	9 ± 1	58±15	$54\pm 6$	$58 \pm 7$	$68 \pm 5$	$42\pm 6$	$50 \pm 1$
KLY	27	$17 \pm 5$	$8 \pm 4$	$11 \pm 4$	8 ± 3	$10 \pm 1$	$11 \pm 2$	$52 \pm 9$	$66 \pm 5$	$62 \pm 6$	48 ±11	$52 \pm 5$	$52 \pm 10$
ZLN	35	$17 \pm 7$	$9\pm1$	$8 \pm 0.5$	8 ± 2	$12 \pm 3$	9 ± 1	66 ± 7	$78 \pm 2$	$60 \pm 2$	$58 \pm 5$	$62 \pm 5$	44 ± 7
LGN	47	$17 \pm 4$	7±0.5	8 ± 1	$13 \pm 2$	$9 \pm 1$	$9\pm 2$	$62 \pm 8$	$52 \pm 3$	$54 \pm 4$	$68 \pm 4$	$52\pm8$	$48 \pm 7$
Среднее		$17 \pm 8$	$7 \pm 2$	$9 \pm 3.7$	10±2.5	10±1.7	10±1.5	59±10	$62 \pm 4$	58±4.7	$61 \pm 6$	$52 \pm 6$	$49 \pm 6$

Примечание. N – количество слабых вулкано-тектонических землетрясений; 0.75, 1.5, 3.0, 6.0, 12.0, 18.0 – осевые частоты (f, Гц) сейсмических каналов с полосовой цифровой фильтрацией.



**Рис. 1.** а – кумулятивный график количества длиннопериодных вулканических землетрясений вулкана Ключевской за календарный период 2000–2007 гг., б – временной ход средних оценок добротности среды вместе со среднеквадратичным отклонением по станции Цирк по каналу SHE, в – то же по станции Логинов, г –то же по станции Зеленая.

ВУЛКАНИЗМ И ГЕОДИНАМИКА, Екатеринбург, ИГГ УрО РАН, 2011
Оценка характеристик затухания поперечных сейсмических волн в постройке вулкана Ключевской выполнялось путем подбора параметров, обеспечивающих наилучшее совпадение экспериментальных и теоретических зависимостей названных интегралов от гипоцентрального расстояния. Теоретические зависимости нормированных интегралов от расстояния вычислялись с использованием аналитического решения уравнения переноса сейсмической энергии в условиях простой модели изотропного рассеяния скалярных сейсмических волн от импульсного точечного источника в однородной по рассеивающим и поглощающим свойствам среде. Оценки поглощения рассеивания энергии сейсмических волн (сейсмическое альбедо  $(B_0)$ ) на большинстве станций больше чем 0.5. Однако оценки внутреннего поглощения αt меньше чем 0.5 (табл. 1). В суммарном затухании преобладающим является поглощение рассеивания поперечных сейсмических волн в постройке вулкана Ключевской [Лемзиков, 2008].

Исследование суммарного затухания поперечных сейсмических волн методом MLTWA было выполнено на вулкане Galeras (Колумбия) в [Arantza Ugalde et. all., 2010]. В результате был получен аналогичный результат как и на вулкане Ключевской (Россия), в суммарном затухании преобладающим является поглощения рассеивания поперечных сейсмических волн вулкано-тектонических землетрясений.

Проведено исследование частотного состава сейсмических колебаний длиннопериодных вулканических землетрясений за календарный период 2000-2007 гг. Показало, что во время фаз повышенной длиннопериодной вулканической сейсмичности в 2000-2001 гг. и первой половине 2003 гг. выявляются две основные частотные полосы, в которых генерируется основная энергия колебаний вулканических сигналов. Частотные максимумы соответствуют двум частотам около 1.0 и 2.0 Гц. Они хорошо проявляются по ближним станциям и наиболее четко проявляются по горизонтальным каналам. Однако, в декабре 2003 г., марте 2005 г. и апреле 2007 г. на графиках нормированных осредненных спектров записей вулканических сигналов вся энергия колебаний сосредоточена, преимущественно, на частотах около 1.0 Ги.

Т.к возможный механизм образования длиннопериодных вулканических землетрясений быстрое хаотическое изменение давления в выводном канале вулкана. В этой связи можно вполне обоснованно предположить, что записи длиннопериодных вулканических землетрясений вулкана Ключевской состоят из комбинации отдельных сейсмических импульсов создаваемых этими быстрыми хаотическими изменениями давления в выводном канале вулкана.

Для определения поглощающих свойств среды выбирались такие цифровые записи слабых длиннопериодных вулканических землетрясений вулкана Ключевской, на которых присутствуют отдельные сейсмические импульсы. В этом случае спад амплитуды каждого отдельного сейсмического импульса во времени описывается как:  $A=A_n \cdot e^{-\alpha t}$ , где  $\alpha = -\frac{\pi f}{Q}$ . Это позволяет использовать вулка-

нические землетрясения для определения поглощающих свойств среды в конусе вулкана. Для получения наиболее характерных особенностей поглощающихся свойств среды, оценки добротности среды осреднялись в месячных интервалах. Затем строился график временного хода средних оценок добротности среды за календарный период 2000–2007 гг. (рис. 1). В результате были получено, что за исследуемый календарный период времени 2000–2007 гг., поглощающие свойства среды в конусе вулкана Ключевской изменялись вместе с изменением вулканической активности. В периоды повышенной длиннопериодной сейсмичности вулкана Ключевской добротности среды уменьшается (рис. 1).

Выводы:

1. На основе анализа сейсмограмм 89 слабых вулкано-тектонических землетрясений, проведенного методом MLTWA (Multiple Lapse Time Window Analysis) в рамках модели многократного изотропного рассеивания, получены надежные оценки характеристик затухания поперечных сейсмических волн в постройке Ключевского вулкана;

2. Оценки показали большое затухание поперечных сейсмических волн Ключевского вулкана;

 Относительный вклад рассеивания в суммарное затухание увеличивается с ростом частоты на станциях установленных на вулкане Ключевской;

 Предложен способ оценки затухания энергии сейсмических волн в вулканической среде по записям вулканических землетрясений вулкана Ключевской;

 Способ заключается в определения поглощающих свойств среды в конусе вулкана Ключевской по импульсам вулканических землетрясений;

6. За исследуемый календарный период времени 2000—2007 гг. поглощающие свойства среды изменялись вместе с изменением вулканической активности вулкана Ключевской.

- Абубакиров И.Р. Оценка характеристик затухания поперечных волн в литосфере Камчатки по наблюдениям цифровой широкополосной стации "Петропавловск" // Физика Земли. 2005. № 10. С. 46–58.
- Сорельчик В.И., Сторчеус А.В. Глубокие длиннопериодные землетрясения под вулканом Ключевской, Камчатка // Геодинамика и вулканизм Курило-Камчатской островодужной системы П-К., 2001. С. 373–389.
- 3. Лемзиков М.В. Оценка характеристик затухания поперечных сейсмических волн в постройке вулка-

на Ключевской //Вулканология и сейсмология. 2008. № 2. С. 125–134.

- Токарев П.И. Извержения и сейсмический режим вулканов Ключевской группы М.:Наука, 1966. 177 с.
- Федотов С.А. Энергетическая классификация Курило-Камчатских землетрясений и проблема магнитуд. М.:Наука, 1972. 162 с.
  Arantza U., Eduard C., Carlos A. S-wave attenuation
- Arantza U., Eduard C., Carlos A. S-wave attenuation characteristics in the Galeras volcanic complex (south western Colombia) // Physics of the Earth and Planetary Interiors. 2010. V. 181. P. 73–81.
- Minakami T. Fundamental research for prediction of the volcanic eruptions // Bull. Earthquake Res.; 1960. V. 38. P. 497–544.
- Chouet B. Long-period volcano seismicity: its source and use in eruption forecasting // Nature. 1996.V. 380. P. 309–316.
- Lahr J., Chouet B., Stephens C. et. all. Earthquake classification, location, and error analysis in a volcanic environment: Implications for the magmatic system of the 1989–1990 eruptions at Redoubt Volcano, Alaska // J. Volcanol. Geotherm. Res. 1994. V. 62. P. 137–151.

## = V. СОВРЕМЕННЫЙ ВУЛКАНИЗМ =

# ЗНАЧЕНИЕ ПЕРВИЧНЫХ ВУЛКАНОЛОГИЧЕСКИХ НАБЛЮДЕНИЙ ДЛЯ РАЗВИТИЯ СОВРЕМЕННОЙ НАУКИ

## © 2011 г. А.И.Малышев

Институт геологии и геохимии им. А.Н. Заварицкого УрО РАН, Екатеринбург, malyshev@igg.uran.ru

Выражение "вулканы это окно в глубины Земли" хорошо известно. Влияние первичных вулканологических наблюдений на различные стороны современного, прежде всего – геологического, научного знания настолько широко и многообразно, что практически невозможно в рамках нескольких страниц доклада дать даже краткую его характеристику. Весь спектр влияния, в конечном счете, определяется тем, что исследователи вулканического процесса в процессе наблюдений получают возможность прямого изучения реальных закономерностей развития природных магматических систем.

## ВЕЧНАЯ ИСТИНА ВУЛКАНОЛОГОВ

Среди всех этих закономерностей наиболее общий характер имеет вечная истина, выстраданная многими поколениями исследователей в области наблюдательной вулканологии - "газ - это активный агент, и магма является его переносчиком". Хотя эти слова принадлежат Ф.А. Перре, исследователю динамики извержений вулкана Мон-Пеле, к ним могли бы присоединиться многие исследователи, занимавшиеся изучением процесса вулканических извержений со времен Дж. Поулетт-Скропа (20-е годы XIX в.), неизбежно приходившие к выводу о ключевой роли газовой активности в эруптивном процессе. Аналогичный вывод был сделан и автором этой работы на основании изучения процесса извержений влк. Безымянного [Малышев, 2000]. Именно об этой вечной истине наблюдательной вулканологии и пойдет речь в данном докладе, и пойдет о ней речь именно потому, что эти наблюдения и выводы многих поколений вулканологов в магматической геологии остаются невостребованными, так как проявление газовой активности в вулканическом процессе рассматривается лишь как частный случай, возникающий в приповерхностных условиях в результате кристаллизации магматических расплавов. В глубинных условиях, как правило, исключается сама возможность существования вещества в газообразном состоянии.

# ПРИЧИНЫ НЕВОСТРЕБОВАННОСТИ ВЕЧНОЙ ИСТИНЫ ВУЛКАНОЛОГОВ

Существуют две причины, дающие определенные основания для игнорирования выводов наблюда-

тельной вулканологии. Первая – факты магматической геологии, свидетельствующие об исчезновении с глубиной в магматических породах газовых полостей или их реликтов. Более того, подобные факты характерны и для вулканических пород субмаринных извержений, где с ростом перекрывающей водной толщи наблюдается аналогичная картина. Эти данные свидетельствуют об исчезновении в магматических расплавах при сравнительно небольших давлениях газов в виде самостоятельной фазы.

Вторая и наиболее серьезная причина – современное состояние общефизического знания, в соответствии с которым BCÊ различия между газом и жидкостью исчезают в критической точке соответствующего вещества. Поскольку критические давления большинства летучих соединений по литостатическому эквиваленту укладываются в диапазон сотен метров, то для больших глубин в соответствии с общефизическими представлениями термин "газ" выводится из обращения и заменяется на некий абстрактный "флюид". Данную ситуацию усугубляет широкое распространение в теоретической геологии формализованного термодинамического макроподхода, в соответствии с которым газообразные соединения, не обладающие фазовыми границами и, соответственно, не образующие самостоятельную "фазу", исчезают как самостоятельный объект исследований. Тем самым из поля зрения петрологов выпадают потоки летучих (газообразных) соединений, перемещающиеся в сплошных средах диффузионным способом.

## "ФЛЮИДНАЯ НЕОПРЕДЕЛЕННОСТЬ" В ГЕОЛОГИЧЕСКИХ НАУКАХ

Неопределенность физического состояния флюида обычно трактуется в соответствии с потребностями конкретных геологических исследований. Исследователи эндогенных процессов склонны трактовать скрытую в понятии "флюид" неопределенность физического состояния в соответствии с потребностями текущих исследований. При этом исследователи, близкие к вулканологии, а также некоторые специалисты в области магматической петрологии склонны рассматривать высокотемпературный флюид как предельно уплотненный газ (см., например, [Анфилогов, 2010]). Однако в большинстве петрологических и геодинамических работ доминирует растворно-расплавный подход к флюидным компонентам и гидродинамический подход к способу их перемещения даже в условиях высоких температур. При рассмотрении низко- и среднетемпературных эндогенных процессов жидкостная трактовка состояния флюида становится практически безальтернативной. Исключение составляет геология нефти и газа, где в силу специфики исследований присутствует четко дифференцированный подход к газовым и жидкостным составляющим эндогенных флюидов. Именно в этой области геологического знания получили широкое распространение идеи планетарных дегазационных процессов. В частности, эти идеи широко обсуждаются в рамках конференций "Дегазация Земли", периодически проводящихся на базе Института проблем нефти и газа РАН (очередная конференция на эту тему состоятся 18-22 октября 2010 г.).

## СПОСОБ УСТРАНЕНИЯ НЕОПРЕДЕЛЕННОСТИ

Как известно, любой эмпирически установленный физический закон справедлив лишь для тех условий, в которых он был установлен. Поэтому факт исчезновения различий между газообразным и жидким состоянием вещества в его критической точке, строго говоря, справедлив лишь для запаянных ампул в условиях достаточно низких температур и давлений, и справедлив только в первом приближении из-за активного протекания процессов газовой диффузии.

Впервые с процессами газовой диффузии в сплошных средах, судя по всему, столкнулся еще в 1822 г. Каньяр де ла Тур, пытаясь определить критическую температуру воды. В современных физикохимических науках явление газопроницаемости конденсированных сред хорошо известно [Физическая..., 1988, с. 383; Химическая..., 1988, с. 472]. В частности в середине XX в. с негативным влиянием процесса газовой диффузии пришлось столкнуться экспериментаторам при разработке высокотемпературного газового термометра. Как известно [Гордов и др., 1992], этот термометр, основанный на уравнении состояния идеального газа, является одним из наиболее надежных и точных инструментов. Однако с повышением измеряемых температур одним из основных источников погрешности измерений становится диффузия рабочего газа через стенки измерительной камеры. Поэтому если для температур до 400°С применяют стеклянные резервуары, то для более высоких температур – резервуары из плавленого кварца или из сплавов платины и иридия или платины и родия, что обеспечивает более высокую газонепроницаемость. Наибольшие трудности возникли при определении температуры плавления золота (1064.43°С) – верхней реперной точки Международной практической температурной шкалы 1968 г. (МПТШ-68) [Израилов и др., 1967; Израилов, 1972]. В качестве рабочего газа в этих экспериментах использовался азот. Хотя водород и гелий ближе к идеальному газу, но они уже при температуре около 100°С начинают диффундировать сквозь стенку рабочего резервуара (обычно кварцевого). По этой же причине становится невозможным использовать газовый термометр при температуре выше точки плавления золота – потери рабочего газа за счет диффузии сквозь стенки сосуда становятся слишком велики даже при использовании азота. Важно подчеркнуть, что все эти эксперименты осуществляются в области давлений, не превышающих атмосферное. При повышении давления роль газовой диффузии лишь возрастает.

Таким образом, существует ключевое различие между конденсированными и газообразным состояниями вещества. Это отличие определяет стремление газов равномерно распространиться по всему доступному пространству, тогда как конденсат, напротив, стремится сформировать молекулярные агрегаты с минимальной (в идеале - сферической) поверхностью. Это различие становится ключевым в эндогенных процессах, где газообразные соединения сохраняют высокую подвижность даже в случае сплошных сред за счет перемещения путем молекулярной диффузии. Поэтому любая природная система для газообразных соединений становится открытой. Поэтому здесь и далее под газообразными соединениями в условиях сплошных сред понимаются такие молекулярные образования, которые не создают устойчивых молекулярных связей ни между собой, ни с вмещающими молекулярными структурами. Отсутствие этих связей создает благоприятные условия для диффузионного перемещения таких соединений в сплошных средах, включая кристаллические структуры. Само диффузионное перемещение осуществляется путем миграции комплексийных (по М.А. Кривоглазу [1970]) дефектов, в которых n примесных атомов расположено на (n + 1) или (n - 1) узлах решетки.

Здесь уместно вновь вернуться к сформулированной Ф.А. Перре вечной истине вулканологов "газ – это активный агент, и магма является его переносчиком" и несколько уточнить ее - магма является идеальным проводником для диффузионного перемещения газообразных соединений. Для наглядности можно провести аналогию между диффузионным потоком газообразных соединений в магме и электрическим током в металлах – и в том, и в другом случае как только на концах проводников появляется разность потенциалов (электрических или концентрационных), так сразу по проводнику начинает течь ток. При этом в обоих случаях выделяется тепло. Диффузионное перемещение в сплошных средах газообразных соединений ведет к увеличению тепловых колебаний и способствует разрушению кристаллических решеток, т.е. сопровождается скорее процессами плавления, чем кристаллизации. Обособление и перемещение газов в виде самостоятельной фазы, напротив, ведет к стабилизации и росту кристаллических структур. Отсюда следует, в частности, отмечаемая многими исследователями [Дубик, Волынец, 1972; Хренов, 1982 и др.] связь степени кристалличности вулканических пород с режимом поведения летучих при их извержении.

#### ЧТО ЭТО ДАЕТ ДЛЯ ГЕОЛОГИИ

Возможные последствия устранение существующей неопределенности в понимании физического состояния и поведения летучих соединений в высокобарических эндогенных условиях обширны, многообразны и затрагивают, так или иначе, все разделы эндогенной геологии.

Энергетический аспект. Прежде всего сле-1 дует отметить возможность использования первой части вечной истины вулканологов - "газ это активный агент" - во всех остальных областях эндогенной геологии. Диффузионные потоки газообразных соединений есть не что иное, как проявление планетарных процессов гравитационной дифференциации, являющихся мощным источником энергии. Именно этим источником энергии обусловлена мощь вулканических извержений. Эта энергия лежит в основе магмообразования и последующей динамической активности магматических систем. И, в конечном счете, именно этот источник определяет развитие планетарной эволюции. Как только мы признаем возможность диффузионного перемещения газовых потоков, так сразу мы должны учитывать возможность переноса этими потоками энергии из глубин Земли к ее поверхности, что сразу же делает чисто реологические построения плюм- и плейт-тектоники не вполне корректными.

Газовый массоперенос. Как только мы при-2. знаем возможность диффузионного перемещения газов в сплошных средах (что с физической точки зрения бесспорно), так сразу мы обязаны учитывать и другой общеизвестный факт – возможность переноса кремнезема парами воды в составе летучих соединений. Реакции образования этих соединений в зависимости от плотности пара выглядят следующим образом [Айлер, 1982]:  $SiO_2 + 2H_2O = Si(OH)_4$  при плотности пара вплоть до  $0.05 \text{ г/см}^3$ ,  $2SiO_2 + 3H_2O = (HO)_3SiOSi(OH)_3$ вплоть до 0.45 г/см<sup>3</sup>,  $SiO_2 + H_2O = OSi(OH)_2 - cbi$ ше 0.65 г/см<sup>3</sup>. Как можно видеть из приведенных формул с ростом концентрации водяного пара эффективность переноса кремнезема возрастает. Закономерная связь вариаций состава магм и их газонасыщенности является универсальной и наблюдается повсеместно. Газовый массоперенос представляет собой более эффективный механизм для эволюции вещественного состава магм по сравнению с гравитационной дифференциацией вещества в магматической камере. Более того, этот же механизм газового массопереноса в процессах регионального метаморфизма может более эффективно обеспечить образование континентальной земной коры по сравнению с предполагаемым в тектонике плит ее формированием в аккреционных призмах.

3. Единая теория формирования эндогенных месторождений полезных ископаемых. Скачкообразное или постепенное выведение из состава высокотемпературной газовой смеси конденсирующихся веществ обуславливает существование трех геохимических областей, имеющих большое теоретическое и практическое значение [Малышев, 2004]: І. Область зон серной отгонки, в которой происходит сброс конденсата серы. Эта область имеет большое значение для образования многих рудных месторождений, а в той части, где область примыкает к барьеру водной нейтрализации, происходит формирование эндогенных месторождений собственно самородной серы. II. Область зон водной отгонки, приводящая к появлению на пути эндогенных флюидов барьера нейтрализации и последующего зарождения волны повышенной кислотности. Эта зона имеет ключевое значение для формирования гидротермальных, золоторудных и кварцевых месторождений. III. Область зон сероводородной и углекислотной отгонки, играющая ведущую роль в формировании месторождений углеводородного сырья.

4. Возникновение предбиологических состояний, зарождение жизни и ее последующая эволюция [Малышева, Малышев, 2009]. Все планеты нашей Солнечной системы, а также их спутники и малые небесные тела с размерами от нескольких сотен километров, в своей эволюции проходят или проходили стадию развития дегазационных процессов. Закономерным следствием планетарной дегазации является формирование зон естественного углеводородного синтеза (ЕУС), в которых активно протекают процессы образования и самоорганизации сложных углеводородных соединений и которые, таким образом, являются вероятной средой для зарождения и последующей эволюции саморазвивающихся систем, т.е. своеобразной "жизни" на углеводородной основе. Расчет возможного положения зон ЕУС показывает, что зарождение жизни на Земле представляет собой лишь частный случай из многочисленных вероятных вариантов зарождения и последующего развития углеводородной "жизни", свойственных другим небесным телам нашей Солнечной системы. Скорее всего, наша Солнечная система не является исключением, и возникновение подобной "жизни" на определенной стадии развития планетарных дегазационных процессов можно рассматривать как закономерное следствие общей эволюции Вселенной.

#### ОБРАТНАЯ СВЯЗЬ: ВУЛКАНОЛОГИЧЕСКИЕ НАБЛЮДЕНИЯ ДЛЯ ОБЩЕФИЗИЧЕСКОГО ЗНАНИЯ

Как следует из вышеперечисленного, значение вечной истины вулканологов и ее возможная практическая польза достаточно велики и вполне оправдывают некоторую корректировку содержащегося еще в школьных учебниках утверждения "различие между газом и жидкостью исчезает в критической точке". Естественнонаучное знание развивается в соответствии с гносеологической последовательностью "наблюдение – теория – практика". Наблюдательная вулканология на практической стадии использования общефизического знание имеет дело с реальным развитием сложных природных систем, таких систем, которые невозможно воссоздать при помощи модельных экспериментов. И вполне естественно ожидать, что под влиянием этих наблюдений общефизические знания будут корректироваться.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- **1.** Айлер Р. Химия кремнезема. Ч. 1. М.: Мир, 1982. 416 с.
- 2. Анфилогов В.Н. Происхождение андезитов и риолитов комплементарных магматических серий // Литосфера. 2010. № 1. С. 37–46.
- 3. Гордов А.Н., Жагулло О.М., Иванова А.Г. Основы температурных измерений. М.: Энергоатомиздат,

1992. 304 c.

- 4. Дубик Ю.М., Волынец О.Н. Влияние характера эруптивного процесса на кристаллизацию плагиоклаза // Бюл. вулканол. ст. 1972. № 48. С. 64–70.
- Израилов К.С. Значение газотермометрических измерений в точке затвердевания золота для построения МПТШ // Тр. метрол. ин-тов СССР. Т. 131 (191). 1972. С. 5–10.
- Израилов К.С., Киренков И.И., Дийков У.В., Шеметилло Н.В., Арефьева Н.В. Новое определение термодинамической температуры фазового равновесия в точке золота методом прямого погружения резервуара газового термометра // Измерительная техника. 1967. № 1. С. 35–39.
- Кривоглаз М.А. Дефекты в твердых растворах, стабилизирующиеся при понижении температуры // ФТТ. 1970. Т. 12. Вып. 8. С. 2445–2451.
- 8. **Малышев А.И.** Жизнь вулкана. Екатеринбург: УрО РАН, 2000. 260 с.
- 9. **Малышев А.И.** Сера в магматическом рудообразовании. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2004. 189 с.
- Малышева Л.К., Малышев А.И. Планетарный вулканизм как фактор создания условий для зарождения жизни // Вулканизм и геодинамика: мат-лы IV Всеросс. симпозиума по вулканологии и палеовулканологии. Т. 1. Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН, 2009. С. 94–95.
- Физическая энциклопедия. Т. 1. М.: Сов. энциклопедия, 1988. 704 с.
- 12. Химическая энциклопедия. Т. 1. М.: Советская энциклопедия, 1988. 623 с.
- 13. Хренов А.П. Динамика извержений и процессы кристаллизации магм. М.: Наука, 1982. 130 с.

= V. СОВРЕМЕННЫЙ ВУЛКАНИЗМ =

# О НАПРАВЛЕНИЯХ ДАЛЬНЕЙШЕГО РАЗВИТИЯ НАЗЕМНЫХ МЕТОДОВ СЛЕЖЕНИЯ ЗА ВУЛКАНАМИ СЕВЕРНОЙ ГРУППЫ

© 2011 г. А. И. Малышев\*, Н. А. Жаринов\*\*, Ю. В. Демянчук\*\*

\*Институт геологии и геохимии им. А.Н. Заварицкого УрО РАН, Екатеринбург, malyshev@igg.uran.ru \*\*Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, Камчатская вулканологическая станция, Ключи

#### ПРОШЛОЕ

Начало систематических вулканологических исследований на Камчатке было заложено выдающимися учеными – академиками Ф.Ю. Левинсон-Лессингом и А.Н. Заварицким [Влодавец, 1974; Влодавец и др., 1985]. А.Н. Заварицкий писал, что изучение вулканизма, в особенности активных вулканов, имеет исключительное значение для понимания явлений, происходящих в различных частях земного шара. В вулканизме непосредственно проявляется энергия, связанная с глубинными областями нашей планеты, здесь ближе всего можно подойти к пониманию природы магмы. И в 1929 г. Ф.Ю. Левинсон-Лессинг вносит в Тихоокеанский комитет при АН СССР на обсуждение план вулканологических исследований на Камчатке, которые предполагалось проводить не только экспедиционным путем, но и стационарно с организацией специального учреждения вблизи действующих вулканов, а конкретно вблизи Ключевской группы вулканов. После ряда экспедиций, проведенных в 1931–1935 гг., в августе 1935 г. в пос. Ключи прибыл вулканологический отряд во главе с В.И. Влодавцем, и с сентября 1935 г. Камчатская вулканологическая станция АН СССР начала наблюдения за камчатскими вулканами.

В соответствии с программой работ, составленной академиком Ф.Ю. Левинсон-Лессингом, "перед Вулканологической станцией были поставлены широкие научные задачи: накопление данных о морфологии и строении вулканов, о характере вулканической деятельности и типах извержений; изучение вещественного состава вулканических продуктов - газов, возгонов, бомб и других пирокластических выбросов; выявление химического состава лав и закономерностей его изменения; оценка возможностей использования вулканических продуктов в народном хозяйстве; систематические наблюдения и исследование характера вулканической деятельности (каждого активного вулкана в отдельности) в целях накопления признаков по предвидению извержений" [Влодавец, 1974, с. 4]. Как можно видеть, в основу программы работ Вулканологической станции была положена наблюдательная вулканология, и именно поэтому станция была открыта в пос. Ключи, вблизи наиболее активных вулканов Камчатки – Ключевского, Шивелуча и Толбачика. В 1955 г. к числу этих

вулканов добавился проснувшийся после длительного периода покоя Безымянный.

Концентрация сил и средств зарождающейся советской вулканологии на изучении действующих вулканов не замедлила принести свои плоды – классикой мировой вулканологии стали работы А.А. Меняйлова [1955], Б.И. Пийпа [1956], Г.С. Горшкова и Г.Е. Богоявленской [1965], в которых подробные описания геологии действующих вулканов сочетаются с еще более подробными наблюдениями за процессом их извержений.

В 1943 г. постановлением Президиума АН СССР Камчатская вулканологическая станция была преобразована в Лабораторию вулканологии с Вулканологической станцией на Камчатке. Основными задачами Лаборатории вулканологии стали "разработка теоретических вопросов вулканизма и изучение продуктов вулканической деятельности на примере действующих и потухших вулканов" [Влодавец и др., 1985, с. 7]. Уже в этой формулировке задач Лаборатории вулканологии заметен некоторый отход от наблюдательной вулканологии и смещение акцентов в направлении теоретических построений на основе вулканической геологии. В принципе это смещение акцентов в сторону геологического изучения вулканических объектов для своего времени было вполне оправданным, так как с организацией Лаборатории вулканологические исследования расширились и включили территорию Камчатки, Курильских островов, Сахалина, Приморья, Закарпатья, Кавказа, Монголии. Среди огромнейшего числа вулканических структур, ставших объектами исследований, 52 активных вулкана Камчатки и Курильских островов составляли незначительную часть. А поскольку большинство из числа активных вулканов извергаются крайне редко (из 52 вулканов хотя бы раз находились в состоянии извержения за последние 100 лет лишь 17, за последние 10 лет – лишь 7 вулканов), то вполне естественно, что на общем фоне массового развития вулканической геологии наблюдательная вулканология (документирование и изучение процесса вулканических извержений) становилась все более экзотическим направлением исследований.

В 1962 г. на базе Лаборатории вулканологии, Камчатской геолого-геофизической экспедиции, Камчатской комплексной экспедиции и Петропавловской

геофизической станции постановлением Президиума АН СССР в г. Петропавловск-Камчатский был образован Институт вулканологии СО АН СССР [Федотов, 1983]. Одновременно с образованием Института вулканологии в его составе была создана лаборатория, ориентированная на изучение активных эруптивных процессов на вулканах Камчатки. Первоначально она получила название Лаборатория наземного вулканизма, в последующем лаборатория была разделена на две: часть сотрудников осталась работать в лаборатории с прежним названием, а другая, исследующая динамические процессы на вулканах, объединилась в Лабораторию активного вулканизма. В 2004 г. это подразделение получило свое современное название – Лаборатория активного вулканизма и динамики извержений.

Предполагалось, что изучение эруптивного процесса Лаборатория будет осуществлять в ходе экспедиционных работ, оперативно выезжая на извергающиеся вулканы. На практике этот расчет оправдался применительно к таким длительным извержениям, как побочные прорывы вулкана Ключевского и Большое трещинное Толбачинское извержение 1975-1976 гг. В частности, выполненные в ходе экспедиционных работ детальные наблюдения за развитием БТТИ [Большое..., 1984] заняли достойное место среди работ по наблюдательной вулканологии. В то же время, практика показала, что прямое изучение эруптивного процесса кратковременных и быстро протекающих процессов (например, на вулкане Безымянном) при помощи экспедиций невозможно. Исследователи оказывались на вулкане уже после завершения извержения, и поэтому изучение эруптивного процесса в таких обстоятельствах в лучшем случае сводилось к попыткам реконструкции процесса извержения на основании изучения его последствий.

Для Камчатской вулканостанции создание Института вулканологии обернулось сокращением ресурсной базы, оттоком исследовательских кадров и, в том числе, выводом из ее состава наиболее квалифицированных специалистов в области наблюдательной вулканологии. К началу 80-х годов прошлого века вулканологические исследования, выполнявшиеся самой Вулканостанцией, приобрели четко выраженный геодезический профиль и были ориентированы на исследование деформаций земной поверхности геодезическими методами на Ключевском и Усть-Камчатском геодинамических полигонах для оценки состояния вулканов Ключевской группы и вулкана Шивелуч и оценки сейсмической опасности района пос. Усть-Камчатск.

"Присматривать за вулканами" и передавать оперативные данные визуальных наблюдений вменялось в обязанность дежурным операторам сейсмических станций, стационарных (Ключи, Козыревск) и полевых (Подкова, Апахончич, Водопадный). К концу 80-х годов прошлого века в связи с развитием сети радиотелеметрических сейсмических станций полевые сейсмические станции были законсервированы, и единственным скудным источником информации о закономерностях эруптивного процесса активно извергающихся вулканов Северной группы стали визуальные наблюдения из поселков Ключи и Козыревск.

## НАСТОЯЩЕЕ

В конце 80-х годов произошло резкое сокращение потока информации о состоянии и извержениях вулкана. В связи с переводом сети сейсмических станций на телеметрическую передачу данных в 1989 г. была законсервирована с/ст Апахончич, т.е. прекратил свое существование единственный в юго-восточном секторе вулкана наблюдательный пункт, из которого десятилетиями круглогодично поступала первичная информация о состоянии вулкана Безымянный. Ухудшение в 90-е годы прошлого века общего экономического положения в стране также не способствовало проведению в районе вулкана экспедиционных работ и таких дорогостоящих видов наблюдений, как аэрофотосъемка и аэровизуальные осмотры состояния и изменений в постройке вулкана. В связи с этим информация о динамике извержений вулкана в последние 20 лет практически отсутствует.

В 1993 г. начала работу Камчатская группа реагирования на вулканические извержения KVERT (Kamchatkan Volcanic Eruption Response Team) [Кирьянов и др., 2003; Гирина и др., 2004, Гирина, 2008], созданная как совместный проект ученых Института вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, Камчатской опытно-методической сейсмической партии (КОМСП) Геофизической службы РАН и Аляскинской вулканологической обсерватории (АВО), США. Первоначально группу KVERT со стороны российских исследователей представляли О.А. Чубарова и В.Ю. Кирьянов, со стороны службы дистанционного наблюдения за вулканами АВО – Т. Миллер. С 2002 г. руководителем российской части проекта является О.А. Гирина.

Цель проекта KVERT – уменьшение риска от возможного разрушительного воздействия вулканического пепла на самолеты при извержениях вулканов, то есть для предотвращения возможных материальных потерь и гибели людей. Степень опасности вулканов для авиации определяется на основе мониторинга сейсмических, спутниковых, визуальных и видео данных.

Сейсмический мониторинг группой KVERT осуществляется на базе данных, поступающих с сети радиотелеметрических сейсмических станций. Из 36 станций этой сети (по состоянию на октябрь 2009 г.) в непосредственной близости от Безымянного расположено 6 станций: Зеленая (08.1988), Копыто (10.1997), Киришева (08.2006), Безымянный (09.2006), Безымянный Грива (09.2007), Безымянный Запад (09.2007). Как можно видеть, плотность сети в районе вулкана за последние годы утроилась. Обслуживание станций осуществляет КОМСП (зав. отделом радиотелеметрических сейсмических станций В.В. Ящук), обработку и интерпретацию поступающих сейсмических данных выполняет лаборатория исследований сейсмической и вулканической активности (зав. лабораторией С.Л. Сенюков).

Данные спутниковых наблюдений KVERT получает из ABO и, начиная с 2002 г., из Дальинформгеоцентра (Сахалин) МПР России. Из последнего источника ИВиС получает и интерпретирует снимки TERRA MODIS. Помимо этого с сентября 2002 г. лаборатория исследований сейсмической и вулканической активности КОМСП ведет обработку и интерпретацию данных датчика AVHRR (спутника серии NOAA).

Визуальные наблюдения за вулканом на постоянной основе осуществляются со стационарной сейсмической станции, расположенной в пос. Козыревск. Здесь же 20 августа 2003 г. установлена постоянно действующая и направленная на вулкан видеокамера, данные которой в режиме реального времени доступны всем пользователям Интернета (http://data.emsd.iks.ru/videosvl/videokzy.htm).

Как можно видеть, в последнее десятилетие произошло существенное развитие дистанционных методов наблюдения за вулканом, что позволяет группе KVERT не только успешно решать применительно к Безымянному поставленную задачу – уменьшение риска от возможного разрушительного воздействия вулканического пепла на самолеты при извержениях вулканов, но и предсказывать его отдельные эксплозивные извержения.

К сожалению, все эти достижения несколько омрачает по прежнему низкая, после закрытия с/ст Апахончич как постоянного пункта наблюдений – практически нулевая, информативность дистанционных методов наблюдений в отношении динамики развития рядовых извержений вулкана. Визуальные и видеонаблюдения за вулканом со стороны Козыревска позволяют регистрировать лишь процесс образования пепловых туч над вулканом, а в ночное время (в лучшем случае) – свечение в районе вершинной части купола и/или подсветку основания фумарольного столба. При этом основная часть процессов, протекающих на вулкане, остается недоступной для наблюдений.

Прогноз образования облаков вулканического пепла и отслеживание путей их перемещения – задача, безусловно, важная, имеющая большое прикладное значение. И, тем не менее, эта задача к изучению процесса вулканических извержений и, на основе этого изучения, к выявлению наиболее общих закономерностей развития реальных магматических систем в приповерхностных условиях имеет весьма отдаленное отношение. В то же время, если исключить из рассмотрения задачу прогноза и отслеживания перемещения пепловых облаков, то неизбежен вывод об отсутствии систематического изучения процесса извержений Северной группы вулканов. Даже действующие в настоящее время видеокамеры по захвату изображения и его разрешению ориентированы в основном на регистрацию подъема пепловых столбов над вулканом.

Что касается практически непрерывно извергающихся вулканов Ключевского и Шивелуча, то процесс их извержений хотя бы документируется фоторегистрацией из пос. Ключи (по мере сил, возможностей и во многом благодаря энтузиазму сотрудников Вулканостанции). Однако и с документированием извержений Ключевского вулкана имеются проблемы – его юго-восточный сектор, на котором расположена крупная привершинная эрозионная структура (шарра) после закрытия с/ст Апахончич стал недоступен для систематических наблюдений. Еще хуже обстоят дела с вулканом Безымянным - его извержения из-за отсутствия возможности для наблюдений не только не изучаются, но и не документируются. Описания извержений этого вулкана, как правило, воссоздаются при помощи реконструкций, основывающихся на вариациях его сейсмичности, спутниковых снимках последствий извержений и осмотрах этих последствий с вертолета. В свою очередь интерпретация сейсмических данных, без ее верификации прямыми наблюдениями за процессом извержений, на быстро эволюционирующем вулкане с течением времени становится все более неоднозначной.

Таким образом, в настоящее время процесс извержений наиболее активных вулканов России, входящих в состав Северной группы и практически непрерывно извергающихся в последние десятилетия, – Ключевского, Шивелуча и Безымянного, практически не изучается, а иногда даже и не документируется.

#### ПЕРСПЕКТИВЫ НА БУДУЩЕЕ

Подобную ситуацию трудно признать допустимой. Значение первичных вулканологических наблюдений огромно (см., например, [Малышев, 2010]), а пропуски в ряду наблюдательных данных, к величайшему сожалению, невосполнимы. В связи с этим представляется необходимым восстановить полноценное функционирование Камчатской вулканологической станции как центра наблюдений и сбора информации о процессах, протекающих на действующих вулканах Северной группы, т.е. восстановить первоначальное значение, которое придавалось Камчатской вулканологической станции в планах Ф.Ю. Левинсон-Лессинга. И в соответствии с этими планами создать центры сбора и систематизации информации по каждому из активно действующих вулканов Северной группы, включающие, кроме режимных наблюдений, результаты тематических и специализированных исследований по процессам извержений.

Наиболее тяжелая ситуация сложилась с наблюдениями за извержениями вулканов Ключевского и Безымянного с восток-юго-восточного направления в связи с закрытием в конце 80-х годов постоянно действовавшего пункта стационарных наблюдений Апахончич. Создавать (восстанавливать) в восточном секторе Северной группы вулканов постоянно действующий наблюдательный стационар экономически невыгодно и нецелесообразно из-за отсутствия задач, которые могли бы решать наблюдатели в иногда довольно длительные периоды покоя вулканов. Представляется, что на первоначальном этапе оптимальным выходом была бы ориентировка на разворачивание в дополнение к сети действующих в этом секторе телеметрических сейсмических станций сети видеокамер, данные которых можно было бы использовать для фотограмметрической обработки. Это позволило бы оперативно и непрерывно получать информацию для количественных оценок процесса извержения (в том числе - по объемам продуктов).

Следует отметить, что нередко как крупные, так и рядовые извержения предваряются деформациями постройки вулканов (из крупных, например, Безымянный 1956 г., Сент-Хеленс 1980 г.). Эти деформации являются характерной чертой рядовых извержений Безымянного, нередко за 1.5-2 месяца предваряя эксплозивную кульминацию извержения [Малышев, 1995; Двигало, 2000]. Собственно из наличия деформаций сам факт последующего эксплозивного извержения не следует. Все определяют количественные характеристики развития деформационно-экструзивного процесса, а именно - наличие или отсутствие "лавинообразных" характеристик в активизации вулкана. Лавинообразнозность активизации приводит к эксплозивно-эффузивному извержению на пике активности, а ее отсутствие к стационарному развитию затяжного экструзивноэффузивного извержения (август-декабрь 1981 г., июль-ноябрь 1985 г., первая половина 1987 г. и т.п.). В связи с этим сам факт появления в вершинной части Безымянного деформаций и экструзивных блоков не может однозначно считаться, как это предлагается в [Двигало, 2000], предвестником извержений. Фотограмметрическая обработка видеонаблюдений и оценка количественных характеристик деформационно-экструзивного процесса могла бы устранить эту неоднозначность и обеспечить количественный (объемы) и качественный (формы извержения) прогноз дальнейшего развития извержения.

В свою очередь, прогноз развития извержения позволил бы при необходимости разворачивать экспедиционные работы еще на предкульминационной стадии извержения и проводить более детальные и технически оснащенные исследования процессов кульминационной стадии извержения. Собственно говоря, именно такой подход позволил одному из авторов этого доклада получить в 1980–1987 гг. достаточно представительный ряд наблюдений за извержениями вулкана [Малышев, 2000]. В настоящее время зона начальных деформаций в вершинной части Безымянного лучше всего просматривается из южного сектора - с северных отрогов Зиминых Сопок. Поэтому первые видеокамеры было бы логично разместить именно здесь. Кроме того известно [Свирид и др., 2007], что активное жерло каждого извержения вулкана имеет свои координаты, не всегда совпадающие с центрами активности предыдущих и последующих извержений. Миграция жерл происходит в зоне на вершине купола, ограниченной радиусом около 150 м. Отслеживание этой миграции в совокупности с контролем структурной устойчивости вулкана позволили бы контролировать вероятность пароксизмальных разрушений постройки Безымянного, подобных извержению летом 1985 г. [Малышев и др., 2009; Malyshev, Demjanchuk, 2010].

Следуют отметить и определенную новизну метода. Чем ближе к центру активности, тем более выраженным там должен быть деформационный процесс на начальных стадиях активности вулкана. Несмотря на всю очевидность этого положения, в настоящее время практикуется, как правило, мониторинг деформаций на склонах вулканов, достаточно удаленных от центров активности (см., например, [Бахтиаров, 2008; Ramirez-Ruis et al., 2010]). С помощью стереовидеонаблюдений возможно прямое и непрерывное отслеживание деформаций в самих центрах активности.

В развитие первоначального этапа наземных дистанционных методов наблюдения за вулканами Северной группы аналогичные системы стереовидеонаблюдений можно было бы установить для контроля деформационного и эруптивного процессов на вулканах Ключевской и Шивелуч. Для Ключевского, как уже отмечалось, эти наблюдения особенно актуальны с юго-восточного сектора. Для этого часто и активно извергающегося вулкана из-за отсутствия наблюдений можно, в частности, пропустить частичное разрушение (оползание) прикратерной части постройки в недоступном для наблюдений из Ключей южном и юго-восточном секторе. Что касается Шивелуча, то многое из сказанного о вулкане Безымянном, правомерно применительно и к наблюдениям за извержениями Шивелуча. Многие эпизоды эксплозивной активности, как показывают наблюдения из пос. Ключи, предваряются нарастанием активности экструзивного процесса. Стереовидеоконтроль деформационно-экструзивных процессов с полевых видеокамер позволил бы оперативно отслеживать количественные характеристики этого процесса и прогнозировать его развитие. Поскольку Шивелуч находится в состоянии практически непрерывного извержения уже три десятилетия, то в отличие от эпизодически извергающегося Безымянного, на нем при помощи видеонаблюдений можно было бы решать ряд дополнительных задач, непосредственно связанных с изучением процесса извержения. В частности, активность Шивелуча позволяет набрать представительную статистику по кинематике развития процессов от обычных обвальных каменных лавин до мощных пирокластических потоков со всеми промежуточными разностями и, тем самым, дать количественную оценку проявления эффекта автоэксплозивности в этих процессах.

На последующих этапах развития дистанционных наземных методов слежения возможна доукомплектация полевых автоматических станций приборами дистанционного мониторинга газовой активности вулканов. Дистанционный мониторинг газовой активности вулканов в настоящее время активно и успешно развивается во всем мире (см., например, [Martin et al., 2010; Padryn et al., 2010; Pйrez et al., 2010]). Однако далеко не везде встречаются столь часто и активно извергающиеся вулканы, позволяющие отследить изменения газового состава непосредственно в ходе извержений, и выявить закономерности этого процесса.

В целом все вышеперечисленное позволило бы существенно повысить информативность наблюдений за вулканами Северной группы и восстановить роль Камчатской вулканологической станции как передового опорного пункта для изучения процессов вулканических извержений.

- Бахтиаров В.Ф. Результаты обработки постоянных GPS пунктов на вулкане Безымянный в 2006–2007 гг. // Геофизический мониторинг и проблемы сейсмической безопасности Дальнего Востока России. Т. 1. Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН, 2008. С. 42–49.
- 2. Большое трещинное Толбачинское извержение. Камчатка, 1975–1976 гг. М.: Наука, 1984. 638 с.
- 3. Влодавец В.И. Начало // Бюлл. вулканологических станции. 1974. № 50. С. 3–5.
- 4. Влодавец В.И., Набоко С.И., Федотов С.А. К 50-летию советской вулканологии // Вулканология и сейсмология. 1985. № 4. С. 3–15.
- Гирина О.А. 15 лет деятельности Камчатской группы реагирования на вулканические извержения // Мат-лы конф., посвященной Дню вулканолога. Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН, 2008. С. 52–59.
- 6. Гирина О.А., Сенюков С.Л., Нил К.А. Камчатская группа реагирования на вулканические извержения (проект KVERT) в 2002–2004 гг. // Взаимосвязь между тектоникой, сейсмичностью, магмообразованием и извержениями вулканов в вулканических дугах: Мат-лы IV междунар. совещ. по процессам в зонах субдукции Японской, Курило-Камчатской и Алеутской островных дуг. Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН, 2004. С. 31–32.
- Горшков Г.С., Богоявленская Г.Е. Вулкан Безымянный и особенности его последнего извержения (1955–1963 гг.). М.: Наука, 1965. 170 с.

- Двигало В.Н. Морфологические предвестники (первые признаки) активизации некоторых вулканов Камчатки // Вулканология и сейсмология. 2000. № 4. С. 3–20.
- Кирьянов В.Ю., Нил К.Э., Гордеев Е.И., Гирина О.А., Миллер Т.П. Камчатская группа реагирования на вулканические извержения (KVERT) // USGS Fact Sheet 064–02, 2003.
- 10. Малышев А.И. Динамика эруптивной активности вулкана Безымянный в 1986–1987 гг. // Вулканология и сейсмология. 1995. № 3. С. 16–27.
- 11. **Малышев А.И.** Жизнь вулкана. Екатеринбург: УрО РАН, 2000. 260 с.
- 12. Малышев А.И. Значение первичных вулканологических наблюдений для развития современной науки // Мат-лы Всеросс. конф., посвященной 75-летию Камчатской вулканологической станции. Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН, 2010.
- 13. Малышев А.И., Демянчук Ю.В., Малышева Л.К. Возможность деформационного прогноза пароксизмальных направленных извержений вулканов с переходной экструзивно-стратовулканической структурой постройки // Вулканизм и геодинамика: матлы IV Всеросс. симп. по вулканологии и палеовулканологии. Т. 2. Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН, 2009. С. 633–636.
- Меняйлов А.А. Вулкан Шивелуч его геологическое строение, состав и извержения // Тр. лаб. вулканологии АН СССР. М., 1955. 264 с.
- Пийп Б.И. Ключевская сопка и ее извержения в 1944–1945 гг. и в прошлом // Тр. Лаб. вулканологии АН СССР. Вып. 11. М., 1956. 311 с.
- 16. Свирид И.Ю., Шевченко А.В., Двигало В.Н. Морфология кратера вулкана Безымянный по данным аэрофотограмметрических наблюдений 2006 г. // Мат-лы конф., посвященной дню вулканолога. Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН, 2007. С. 95–100.
- Федотов С.А. 20 лет Института вулканологии (краткий очерк возникновения и развития, достижения, перспективы) // Вулканология и сейсмология. 1983. № 2. С. 98–105.
- Ramirez-Ruiz Ju.J., Santiago-Jimenez H., Alatorre-Chavez E., Breton-Gonzalez M. Deformation Monitoring at Volcan de Colima, Mexico and Its Implications to the Risk of Communities Around the Volcanic Edifce During the Recent Activity Phase (1998–2010) // Cities on Volcanoes 6<sup>th</sup>, Tenerife 2010. CoV6/1.3/P/10. Puerto de la Crus: ITER, 2010. P. 81.
- Malyshev A.I., Demyanchuk Ju.V. The Deformation Prediction Possibility for Paroxysmal Directed Eruptions (on the Example of Bezymianny Volcano Eruptions) // Cities on Volcanoes 6<sup>th</sup>, Tenerife 2010. Puerto de la Crus: ITER, 2010. P. 33–34.
- Martin R.S., Sawyer G.M., Spampinato L. et al. A total volatile inventory for Masaya volcano, Nicaragua // Cities on Volcanoes 6<sup>th</sup>, Tenerife 2010. Puerto de la Crus: ITER, 2010. P. 6.
- 21. **Padryn E., Melian G., Barrancos J. et al.** Fumarole and Plume H<sub>2</sub>S Emission from Active Volcanoes // Cities on Volcanoes 6<sup>th</sup>, Tenerife 2010. Puerto de la Crus: ITER, 2010. P. 13.
- 22. **Pürez N.M., Hernőndez P.A., Padilla G. et al.** Global CO<sub>2</sub> Emission From Volcanic Lakes // Cities on Volcanoes 6<sup>th</sup>, Tenerife 2010. Puerto de la Crus: ITER, 2010. P. 11.

## **– V. СОВРЕМЕННЫЙ ВУЛКАНИЗМ**

# МАТЕМАТИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ ОПРЕДЕЛЕНИЯ ПЕРИОДОВ ПОВЫШЕННОЙ СЕЙСМИЧЕСКОЙ ОПАСНОСТИ ПО ПАТТЕРНАМ МАЛОЙ ДИНАМИКИ ДЛЯ ОРЕНБУРГСКОГО ПРЕДУРАЛЬЯ

## © 2011 г. О. А. Никонорова

Оренбургский научный центр УрО РАН, Оренбург, geoecol.onc@gmail.com

При добыче нефти и газа техногенезом охватываются объемы недр до нескольких тысяч кубических километров и на площадях в тысячи квадратных километров. На ОНГКМ и ряде разрабатываемых месторождений нефти пластовое давление уменьшилось на 10 МПа и более. В результате на больших площадях сформировалось некомпенсированное напряжение в верхней части земной коры, составляющее порядка 1000 т на квадратный километр. Крупномасштабные техногенные изменения в недрах разрабатываемых месторождений нефти и газа привели к повышению суммарной выделяющейся сейсмической энергии за год до 8.14·10<sup>10</sup> Дж в расчете на 1000 км<sup>2</sup>, что в тысячу раз больше, чем на прилегающих к ним территориях [Нестеренко Ю.М. и др., 2010]. Интенсификация сейсмической активности свидетельствует о происходящей разгрузке напряжений в геологической среде. С 2005 г. на территории Оренбургского Предуралья отделом геоэкологии Оренбургского научного центра УрО РАН совместно с "Газпром добыча Оренбург" и Главным управлением МЧС России по Оренбургской области ведется сейсмический мониторинг сетью "Газ-сейсмика", в настоящее время состоящей из 4 сейсмостанций, представленных на рис. 1. Анализ временных рядов регистрации сейсмических событий проведенный с помощью специально разработанной программы для ЭВМ [Нестеренко Ю.М., и др., 2009] на территории исследования выявил наличие сезонной составляющей. В связи с этим актуальным представляется выявление природных и техногенных факторов, которые оказывают влияние на возникновение землетрясений на территории интенсивной эксплуатации месторождений углеводородного сырья. Известно, что если напряжения в области подготовки землетрясения достигли критического уровня, то некоторые техногенные или природные процессы могут опосредованно инициировать землетрясение. Например, взрывы устаревших боеприпасов на Донгузском военном полигоне, проводимые с октября 2010, вызвали землетрясения магнитудой до 2 и увеличили фоновую сейсмичность на ОНГКМ в 2-3 раза. Кроме того, приливные напряжения создают небольшую знакопеременную добавку к фоновому полю напряжений земной коры и могут

либо усиливать, либо ослаблять развитие геодинамического процесса.

В связи с этим для каждого природного сейсмического события с магнитудой больше единицы были рассчитаны значения приливных сил в окрестности времени сейсмического события, используя известную модель вертикальной компоненты приливообразующей силы. Затем протестирована динамическая модель для определения периодов повышенной сейсмической опасности, основанная на запоминании функций, описывающих процесс изменения приливных факторов в окрестностях времени землетрясения, предложенная в работе [Коварцев А.Н., Никонорова О.А., 2010] применительно к сейсмическим событиям Оренбургского Предуралья.

Полученные результаты были оценены с позиций корреляционного анализа. Для этого в качестве выборочных данных рассматривали множество  $\Delta T = \{\Delta t_1, \Delta t_2, ..., \Delta t_n\}$ , в котором  $\Delta t_i = (t_i^z - t_{j\min}^{np}), \quad j_{\min} = \arg(\min_j |t_i^z - t_j^{np}|),$ где в сою очередь  $T^{np} = \{t_1^{np}, t_2^{np}, ..., t_m^{np}\}$  – моменты повышенной сейсмической опасности, рассчитанные методом выделения "шаблонов малой динамики" приливных сил при фиксированных параметрах, а  $T^z = \{t_1^z, t_2^z, ..., t_n^z\}$  – наблюдаемые моменты сейсмических событий в часах от начала исследуемого года.

Анализ статистической обработки временных рядов для 2009–2010 гг. показывает, что для абсолютных отклонений ожидаемое отклонение сейсмического события от ближайшего прогноза для метода определения "шаблонов малой динамики" приливных сил составляет ~ ±6 дней, с учетом среднеквадратического отклонения ~ ±6 дней, что проиллюстрировано на рис. 2.

Близость статистической связи отражает усредненная интервальная корреляционная функция, которая отслеживает связь между временем землетрясения, полученным по методу "шаблонов малой динамики" и временем реальных сейсмических событий с магнитудой больше единицы за 2009–2010 годы и изображена на рис. 3.

Оказалось, что между временем реальных природных сейсмичесих событий и "шаблонами малой динамики" приливных сил существует



ВУЛКАНИЗМ И ГЕОДИНАМИКА, Екатеринбург, ИГГ УрО РАН, 2011



Рис. 2. Гистограмма распределений абсолютных отклонений времени реального сейсмического события от прогнозного времени

Полученные заметная статистическая СВЯЗЬ. результаты первых прикидок формального динамической модели использования для определения периодов повышенной сейсмичекой опасности в условиях интенсивной эксплуатации месторождений углеводородного сырья представляются обнадеживающими.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Коварцев А.Н., Никонорова О.А. Динамическая модель определения периодов повышенной сейсми-



Рис. 3. Оценка интервальной корреляционной функции.

ческой опасности // В мире научных открытий. 2010. № 4–9. С. 156–158.

- 2. Нестеренко Ю.М., Нестеренко М.Ю., Влацкий В.В., Программа для ЭВМ "Система анализа и прогнозирования сейсмической активности во времени в условиях техногенных изменений геологической среды", Зарегистрировано в реестре программ для ЭВМ 02.02.2009, № 2009610751
- 3. Нестеренко Ю.М., Нестеренко М.Ю., Карпюк М.С. Сейсмичность в районах добычи углеводородов Южного Предуралья // Ж. Проблемы анализа риска, Том 7, 2010, № 2 С.48–54.

## = V. СОВРЕМЕННЫЙ ВУЛКАНИЗМ 🛛 =

# ИЗУЧЕНИЕ ПРОЯВЛЕНИЯ ПАЛЕОЦУНАМИ В ЮЖНО-КУРИЛЬСКОМ РЕГИОНЕ В ГОЛОЦЕНЕ, КАК ОСНОВА ДЛЯ ПРОГНОЗА ПРИРОДНЫХ КАТАСТРОФ

© 2011 г. Н. Г. Разжигаева\*, В. М. Кайстренко\*\*, Л. А. Ганзей\*, Х. А. Арсланов\*\*\*, А. А. Харламов\*\*\*\*, Т. А. Гребенникова\*, А.О. Горбунов\*\*

\*Тихоокеанкий институт географии ДВО РАН, Владивосток, nadyar@tig.dvo.ru \*\*Институт морской геологии геофизики ДВО РАН, Южно-Сахалинск, victor@imgg.ru \*\*\*Санкт-Петербургский госудаственный университет, Санкт-Петербург, arslanovkh@mail.ru \*\*\*\*Институт океанологии РАН им. П.П. Ширшова, Москва, harl51@mail.ru

Курильские острова являются одним из наиболее цунамиактивных регионов северо-западной части Тихого океана. Последнее крупное цунами здесь произошло в результате Симуширского землетрясения 15 ноября 2006 г. (Мw = 8.3), максимальные заплески (до 20 м при глубине проникновения волн до 0.7 км) зафиксированы на Центральных Курильских островах (острова Матуа, Расшуа, северо-восток о-ва Симушир) [Левин и др., 2008; MacInnes et al., 2009]. Летопись исторических цунами для этого региона охватывает отдельные крупные события с конца XVIII в., инструментальные записи с изменением характеристик цунами проводились лишь со второй половины ХХ в. [Соловьев, 1978], поэтому особую актуальность имеет изучение проявлений палеоцунами. Работы по поиску следов палеоцунами проведены на островах Уруп, Итуруп, Кунашир, Шикотан, Полонского, Зеленый, Юрий, Танфильева. Цель работ – идентификация осадков цунами в голоценовых разрезах и анализ их состава, восстановление параметров заплеска, определение возраста и повторяемости крупных событий и корреляция с данными по сопредельным территориям.

Для интерпретации данных по отложениям палеоцунами важно изучить особенности осадконакопления современных крупных цунами. Анализ структурно-вещественного состава и определение биофоссилий осадков Шикотанского 1994 г., Индонезийского 2004 г. и Симуширского 2006 г. цунами позволили выявить следующие закономерности [Разжигаева и др., 2006, 2007]. Во время прохождения цунами осадконакопление на разных участках побережья имеет существенные различия, обусловленные особенностями трансформации волны, геолого-геоморфологическим строением подводного берегового склона и зоны затопления. Зона осадконакопления, как правило, не достигает линии максимального заплеска. Осадки имеют покровное залегание, мощность слоя зависит от интенсивности волны и объема эродированного материала, который затем переотлагается. Ведущая роль в осадконакоплении принадлежит прямому потоку, а от хода обратного потока зависит сохранность осадка. Протяженные покровы осадков (мощностью до 24 см) образовываются при заплесках цунами более 8 м. При заплесках волн до 5 м материал накапливается полосами и пятнами, заполняя небольшие неровности микрорельефа. Активному осаждению материала из придонного слоя способствуют преграды даже небольшого размера. Как правило, зона максимального накопления осадков находится на некотором удалении от береговой линии. Гранулометрический состав осадков довольно разнообразен даже в пределах одного острова, зависит от особенностей прохождения цунами и во многом унаследован от источников питания. В осадках современных цунами обнаружены солоноватоводные и морские сублиторальные, неритические и океанические лиатомеи. бентосные фораминиферы, включая глубоководные виды, фрагменты раковин остракод, многочисленные мелкие обломки ракуши, мшанок, спикулы губок, фрагменты мелких морских ракообразных, иглы и обломки панцирей морских ежей. Изучение осадков экстремальных штормов, связанных с прохождением глубоких циклонов в районе Малых Курил в 2006–2007 гг., показало, что характер штормового осадконакопления существенным образом отличается от осадконакопления во время прохождения цунами, в первую очередь из-за разных соотношений длины и высоты волн [Ганзей и др., 2010].

Основными объектами для реконструкции палеоцунами являлись разрезы голоценовых торфяников и озерных отложений на побережье островов, включающих прослои морских песков, простирающихся далеко за пределы зоны воздействия сильных штормов. Идентификация отложений палеоцунами основана на методических приемах, разработанных для Курило-Камчатского района [Pinegina, Bourgeois, 2001] и Японских островов [Nanayama et al., 2011]. Разрезы (шурфы и материалы ручного бурения) изучались по профилям от линии уреза вглубь суши с проведением нивелирования. Обследовались бухты, различающиеся конфигурацией береговой линии, геоморфологическим строением и по-разному ориентированные к фронту цунами. Основное внимание уделялось тихоокеанскому побережью островов. Для определения происхождения осадков использовался диатомовый анализ, возрастная привязка и корреляции событий основана на данных тефростратиграфии и радиоуглеродного датирования вмещающих отложений (ГИН РАН и СПбГУ). При идентификации прослоев вулканических пеплов использовались данные по химическому составу вулканического стекла.

Изучение следов палеоцунами в разрезах голоценовых отложений Южных Курил показало, что проявление этих событий в недавнем геологическом прошлом имело больший масштаб, чем в ХХ в. Из осадков многочисленных цунами, зарегистрированных в XX в., обнаружены следы не более 2-3 событий. Наиболее распространены осадки Шикотанского цунами 1994 г. Ниже в разрезах фрагментарно вскрываются осадки более значимых событий последних 300-400 лет. Отсутствие песков может объясняться тем, что большинство цунами имели высоту заплеска менее 5 м, не оставляли протяженных осадочных покровов и их трудно найти в разрезах. Часть осадков предыдущих событий могла быть уничтожена последующими цунами, если они проходили через незначительные интервалы времени. Подробная летопись исторических цунами зафиксирована в разрезах торфяников на побережье бухты Малая Церковная, закрытой от прямого воздействия океана о-вом Айвазовского. Здесь обнаружено 4-5 прослоев морского песка, залегающих выше прослоев вулканических пеплов Ко-с2 (1694 г.) влк. Комагатаке и Та-а (1739 г.) влк. Тарумаи, расположенных на о-ве Хоккайдо. Осадки предположительно цунами Tokachioki найдены на побережье бухты Аэродромная, где в разрезе торфяника в 570 м от уреза на высоте около 4 м обнаружен прослой морского песка между линзами вулканических пеплов Ко-с2 (1694 г.), Коc1 (1856 г.). Из цунами XIX в. на островах Зеленый и Юрий обнаружены пески цунами предположительно 1894 г. Из исторических событий на островах Малой Курильской гряды и о. Кунашир наиболее сильно проявилось цунами XVII в., вероятно, 1611 г. Осадки этого цунами широко распространены на Восточном Хоккайдо [Nanayama et al., 2011].

Исследования следов цунами на юге о. Уруп показали, что крупные цунами имели место в конце среднего-начале позднего голоцена, возраст событий оценивается около 3.64; 3.19; 2.97; 2.3 кал. тыс. л.н. Отложения последнего палеоцунами, зафиксированного в разрезе, перекрыты мощным слоем тефры, по-видимому, это событие было близким по возрасту к сильному извержению. Вулканический источник предположительно находился на севере о-ва Итуруп. По химическому составу вулканического стекла (SiO<sub>2</sub> 74.52–77.94%; K<sub>2</sub>O 1.45–1.69%) тефра из изученного разреза коррелирует с вулканическим пеплом C-Kr, широко распространенным на Центральных Курилах. Изучение данного разреза показало, что последние 2 тыс. лет этот участок побережья о-ва Уруп не затапливался цунами.

На о. Итуруп в районе зал. Касатка обнаружены следы двух наиболее крупных цунами позднего голоцена около 1.4–1.5 тыс. л.н. и 750 л.н. Высота заплеска была более 3 м, ширина зоны затопления превышала 0.5 км. Эти два события хорошо коррелируются с так называемыми мегацунами XIII в. и около 1.4–1.5 тыс. л.н. Восточного Хоккайдо (зона затопления превышала 2.6–3.0 км), связанными с сильными землетрясениями (Мw 8.6) [Nanayama et al., 2011]. Возможно, эти же цунами достигали побережья о-ва Итуруп.

На о-ве Кунашир масштабы цунами были не столь значительны, поскольку он защищен от прямого воздействия цунами Малой Курильской грядой и Южно-Курильским проливом. Осадки палеоцунами, как правило, имеют незначительную мощность и выражены слабее, чем на других островах. В разрезах торфяников тихоокеанской стороны о-ва Кунашир установлены следы 17 событий за последние 7 тыс. лет, представленные тонкими прослоями песка (до 3 см). Проникновение наиболее крупных цунами вглубь острова превышало 2.5 км, высота заплеска была более 5-7 м. Большинство доисторических цунами хорошо сопоставляется с данными по Восточному Хоккайдо. Возраст наиболее крупных событий на о-ве Кунашир оценивается около 470, 740, 1100, 1400, 1800, 2500, 2850, 3340, 3650 л.н.

Большой интерес для реконструкции проявления палеоцунами представляет Малая Курильская гряда, поскольку она максимально приближена к склону Курило-Камчатского желоба, где расположено большинство эпицентров землетрясений, вызывающих цунами. На о-ве Шикотан обнаружено наибольшее количество (по сравнению с другими Южно-Курильскими островами) слоев цунамигенных песков, которые хорошо прослеживаются по простиранию [Разжигаева и др., 2008]. Вглубь суши прослеживаются только следы наиболее сильных цунами (с высотой заплеска более 5 м). Осадки цунами обнаружены на расстоянии до 0.7 км от берега на высоте до 9 м. Точную оценку высоты заплесков установить затруднительно из-за сильных косейсмических движений, характерных для этого острова. Максимальное количество прослоев цунамигенных песков найдено на побережье бухты Димитрова в отложениях барьерных палеоозер и длительно существующих болотных массивов. Обнаружено до 22 прослоев, оставленных цунами в позднем голоцене, и до 18 – в среднем голоцене. Из позднеголоценовых событий стоит отметить палеоцунами около 700 и 1 тыс. л.н., 1.5 тыс. л.н., 2 тыс. л.н., 2.2 тыс. л.н., их осадки залегают выше прослоя вулканического пепла Та-с влк. Тарумаи (2.3 кал. тыс. л.н.). Осадки этих цунами широко распространены на восточном Хоккайдо [Nanayama et al., 2011]. Частота проявления палеоцунами за последние 6 тыс. лет была неравномерной, высокая повторяемость событий отмечена для интервала 500–1500 л.н. В целом во второй половине среднего–позднем голоцене, включая историческое время, частота проявления сильных палеоцунами была около 300–400 лет, что хорошо согласуется с данными по п-ову Немуро (200–379 лет) [Nanayama et al., 2011].

Идеальными объектами для изучения проявления палеоцунами являются небольшие острова на юге Малой Курильской гряды с уплощенным рельефом, практически полностью покрытые болотами, развитие которых началось в конце позднего плейстоцена. В разрезах торфяников найдены маркирующие пеплы вулканов о-ва Хоккайдо: Тарумаи – Та-а (1739 г.), Та-с (2.3 кал. тыс. л.н.), Комагатаке – Ко-с2 (1694 г.), Масю – Ма-d (3.6 кал. тыс. л.н.), Ma-i-g. На о. Юрий встречен пепел влк. Тятя (возраст около 1.5 тыс. л.н.), на о. Зеленый – высококалийный пепел (возраст около 2 тыс. л.н., источник не установлен). В разрезах торфяников встречены следы 15-17 сильных палеоцунами, произошедших в среднем-позднем голоцене. Подробная летопись событий получена для о. Полонского, где в торфяниках на побережье бух. Южная и Щеблыкина хорошо выражены прослои цунамигенных песков, протягивающиеся более 700 м вглубь суши. Наличие вулканического пепла Та-с позволяет говорить, что в позднем голоцене было не менее 8 крупных цунами с заплесками более 5 м (около 300, 750, 1000, 1300, 1500, 1750, 2000, 2200 л.н.). Наличие большого количества морских диатомей (до 30%) в отдельных прослоях торфяника в центре острова в 2 км от берега океана может быть свидетельством, что во время сильных цунами остров полностью накрывался волной. В пресноводных комплексах диатомей на фоне доминирования типичных болотных видов обнаружены представители озерного планктона, донные формы и эпифиты (до 25%), занесенные волной цунами из береговых озер. Последнее такое событие произошло в XVII в. - выше прослоя цунамигенного песка обнаружены вулканические пеплы Ко-с2 (1694 г.) и Та-а (1739 г.). На о. Танфильева выявлено 4 позднеголоценовых палеоцунами (около 1000, 1300, 1750, 2200 кал. л.н.), в среднем голоцене было 4 события в интервале 2.3-3.6 тыс. л.н. и 9 событий в интервале 3.2-7 тыс. л.н., из которых 3-4 были более сильными. Последние крупные события, которые оставили хорошо выраженные прослои песка, произошли в XVII в. и около 1 тыс. л.н.

Несмотря на хорошую корреляцию, отдельные события, установленные на Южных Курилах, не выделяются на Восточном Хоккайдо [Nanayama et al., 2011], и наоборот – некоторые события, зафиксированные на Хоккайдо, не имеют аналогов на юге Курильских островов.

Реконструкция палеоцунами сделана для последних 6–7 тыс. лет. Осадки более ранних событий не удается обнаружить, поскольку в позднем плейстоцене Южные Курилы – острова Кунашир и Малая Курильская гряда были объединены с Хоккайдо сухопутным мостом при уровне моря ниже современного на 100–120 м, распад этого моста завершился во время голоценовой трансгрессии около 6–8 тыс. л.н. Во время существования сухопутного моста береговая линия имела другие очертания и находилась далеко от современного положения, поэтому поиск даже раннеголоценовых цунами в разрезах, находящихся теперь выше уровня моря, проблематичен.

Работа проводилась при финансовой поддержке проектов Президиума РАН 09-1-П16-099 и РФФИ 11-05-00497.

- Ганзей Л.А., Разжигаева Н.Г., Харламов А.А., Ивельская Т.Н. Экстремальные шторма 2006– 2007 гг. на о. Шикотан: воздействие на прибрежный рельеф и осадки // Океанология. 2010. 3. С. 458–467.
- Левин Б.В., Кайстренко В.М., Рыбин А.В. и др. Проявления цунами 15.11.2006 г. на Центральных Курильских островах и результаты моделирования высот заплесков // ДАН. 2008. 419. С. 118–122.
- Соловьев С.Л. Основные данные о цунами на тихоокеанском побережье СССР, 1937–1976 гг. // Изучение цунами в открытом океане. М.: Наука, 1978. С. 61–136.
- Разжигаева Н.Г., Ганзей Л.А., Гребенникова Т.А. и др. Особенности осадконакопления во время цунами 26 декабря 2004 года на севере Индонезии (о. Симелу, побережье в районе г. Медана о. Суматра) // Океанология. 2006. 6. С. 929–945.
- Разжигаева Н.Г., Ганзей Л.А., Гребенникова Т.А. и др. Осадки цунами Шикотанского землетрясения 1994 г. // Океанология. 2007. 4. С. 622–630.
- Разжигаева Н.Г., Ганзей Л.А., Гребенникова Т.А. и др. Геологическая летопись палеоцунами на о. Шикотан (Малая Курильская гряда) в голоцене // Вулканология и сейсмология. 2008. 4. С. 50–66.
- MacInnes B.T., Pinegina T.K., Bourgeois J. et al. Field survey and geological effects of the 15 November 2006 Kuril tsunami in the middle Kuril Islands // Pure and Appl. Geophys. 2009, 166. P. 3–36.
- Nanayama F., Shigeno K., Shitaoka Y. Furukawa Geological Study of unusual tsunami deposits in the Kurile Subduction Zone for mitigation of tsunami disasters // The tsunami threat – research and technology. Rijeka: InTech, 2011. P. 283–298.
- Pinegina T.K., Bourgeois J. Historical and paleo-tsunami deposits on Kamchatka, Russia: long-tern chronologies and long-distance correlations // Natural hazards and Earth System Sciences. 2001, 1. P. 177–185.

## **– V. СОВРЕМЕННЫЙ ВУЛКАНИЗМ**

# ЭНЕРГИЯ ВУЛКАНОВ И ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ В СВЕТЕ ЗАКОНОВ ХИМИИ, ЯДЕРНОЙ ФИЗИКИ И ТЕРМОДИНАМИКИ, А ТАКЖЕ ВОЗМОЖНОСТЬ ПРЕДОТВРАЩЕНИЯ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ПРОЯВЛЕНИЙ И ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ

## © 2011 г. Д. Н. Тимофеев

ООО фирма "Космическая Технология" г. Железногорск Красноярского края, htamp@inbox.ru

Известно, что в энергии извержения вулканов большую роль играют элементы, создающие вулканические газы H,N,O,C. Для определения происхождения этих элементов вида их соединений, а также мест накоплений, несколько слов о строении космических тел.

Ещё в 1909 году было высказано предположение [Joly, 1909], что геологические революции (периоды вулканической деятельности и горообразования) в истории Земли связаны с наличием урана в слоях на глубине 16–20 километров. Также отмечалось, что если значительное количество урана и тория существует и в более глубоких слоях, то становится совершенно непонятной приблизительная устойчивость теплового состояния Земли [Holmes, 1926].

Учитывая это обстоятельство, а также необходимость объяснения магнитного поля, в 1923 году были опубликованы принципы [Goldschmidt, 1923] по которым весь уран находится в земной коре, глубже его нет, а в центре Земли ядро содержащее железо. Такое представление о глубинном строении Земли сохраняется до настоящего времени. Это представление не даёт объяснения целому ряду наблюдаемых явлений. В настоящее время, полученная информация о Земле уже никак не укладывается в модель Земли, с ядром, состоящим из железа и силикатов. Нет ясности в механизме образования магнитного поля Земли и его инверсиях. Нет объяснения факту расширения Земли. Нет понимания механизма предполагаемых турбулентностей в переходной зоне ядра. Даже вопрос происхождения такого объёма газов, которые вырываются при извержениях вулканов, не имеет ответа. Кроме того, предположение Гольдшмидта, что весь уран в Земле какимто образом сосредоточился в земной коре, противоречит закону Архимеда, поскольку плотность урана 19.12 г/см<sup>3</sup> является одной из самых больших среди элементов. Весьма странно, что такой нонсенс до настоящего времени имеет своих сторонников.

Очевидно, уран и торий в глубине Земли есть, а, следовательно, там высокая температура.

В 2009 году на пятых научных чтениях Ю.П. Булашевича в институте геофизики УрО РАН а также на Пузырёвских чтения в Новосибирске 2009 г мной была представлена теория космических тел [Тимофеев, 2009 (1) Тимофеев, 2009 (2)]. Сущность теории, на примере Земли, в следующем. Уран, как и другие тяжелые элементы в составе окислов, нитридов, гидридов, сульфидов, галогенидов карбидов в виде тяжелой магмы опустились и образовали ядро Земли. Поскольку магма содержала уран и торий можно предположить, что ядро Земли сильно разогрето, до температуры более 6000°С.

При нагревании выше 6000°С, когда энергия атомов превышает энергию связи элементов, все элементы находятся в атомарном газообразном состоянии. В ходе научных исследований смесей газов доказано, что при высоком давлении и температуре превышающей их критические температуры, смеси газов расслаиваются с образованием поверхностей раздела. Таким образом все вещества в ядре Земли распределены по слоям атомов тяжелых элементов в соответствии с их плотностями (рис.1). В условиях ядра Земли предлагаю оценивать плотность элементов по формуле:

$$\rho = \frac{1.6 \times 10^3 A}{\frac{4}{3}\pi r^3 + \frac{RT}{P}}$$

ρ – плотность кг/м<sup>3</sup>; r – атомный (ионный) радиус элемента в ангстремах; A – атомный вес элемента в углеродных единицах; R- универсальная газовая постоянная; T- температура; P- давление.



Рис. 1. Слои атомов элементов в ядре Земли.



Рис. 2. Атомы в состоянии крига структурированы в гексагональные или кубические упаковки.

Из формулы можно рассчитать плотность элементов в ядре по атомному весу и атомному радиусу. При высокой температуре элементы ионизируются. Мною было сделано такое предположение. Поскольку ионизация элементов, резко уменьшает их атомные радиусы (радиусы атома и ионов для урана U-1.6Å, U<sup>3+</sup>-1.03Å, U<sup>4+</sup>-0.93Å для тория Th-1.75Å, Th<sup>3+</sup>-1.08Å, Th<sup>4+</sup>-0.99Å), что увеличивает плотность, разогретое от ядерной реакции вещество не всплывает, как при конвекции, а погружается. Процесс погружения вещества при разогревании из-за ионизации я назвал "нивекцией". При ионизации все атомы аккумулируют огромное количество энергии, например при первой ионизации одного килограмма калия затрачивается энергии соответствующая энергии 44 кг тротила (THT) при второй энергия ещё 6.86 тонн ТНТ при третьей энергии ещё 9.6 тонн ТНТ. Всего, при потере трёх электронов, 1 кг калия поглощает энергию, содержащуюся в 16.4 тоннах ТНТ.

Процессы ионизации и нивекции приводят к аккумуляции значительное количество энергии ядерных реакций распада урана и тория во внутреннем ядре Земли. Так в моей теории космических тел решен вопрос перегрева Земли от тепла распада урана и тория.



**Рис. 3.** В настоящее время элементы H, N, O, F находятся слоями между мантией и наружным ядром.

Определим последовательность распределения слоёв элементов в Земле.

Мной выдвинуто предположение, что в условиях высокого давления и отсутствия химического взаимодействия, атомы структурируются в наиболее плотную гексагональную или кубическую упаковки (рис. 2). При такой упаковке атомы способны заполнить общий объём пространства на 74.05%. Предлагаю назвать такое состояние "кристаллическим газом" или сокращённо "крига". Кристаллический газ – это фазовое состояние элемента нагретого до температуры, при которой энергия атомов выше энергии химических связей и сжатого давлением до соприкосновения атомов и более, в плотной гексагональной решетке.

Плотность вещества, в состоянии крига можно описать формулой  $\rho = DA / r^3$ .

Мной рассчитана универсальная постоянная кристаллического газа – D (при *A* в углеродных единицах г- в ангстремах ρ – в кг/м<sup>3</sup>, D=382)

В нормальных условиях такая плотная гексагональная упаковка атомов с ковалентными связями невозможна, поскольку предполагает валентность элементов равную двенадцати, несуществующую в природе. Например, атомы в кристалле алмаза занимают только 34.01% объёма пространства. Сближению атомов мешают прочные ковалентные связи.

При разрушении связей и трансформации элемента в состояние крига, плотность станет больше чем у того же элемента в конденсированном состоянии. Ряд элементов кислород, азот, водород, фтор, благодаря малым размерам атомов (H-0.3A, N-0.7A, O-0.66A, F-0.64A), в отличие от других атомов ядра (Pb-1.46A, Hg-1.48A, U-1.6A, Re-1.41A), имеют в состоянии крига аномально высокую плотность. Водород имеет плотность больше чем свинец. Плотности элементов ядра в состоянии крига находятся в следующей последовательности. (плотность указана в г/см<sup>3</sup>). Pb-13.58, Ge-13.87, Hf-13.88, H-14.3 Rh-14.33, Tc-14.7, Sn-14.88, N-15.61, Th-15.2, Ru-16.04, Br-16.43 As-16.56, J-17.3, Sb-17.32, Te-18.59, Se-18.85, Hg-20.19, Au-20.22, Ta-20.48, O-21.27, U-22.21 Bi-22.74, Po-23.2, Pt-23.47 W-25.06, Re-25.38, Ir-26, Os-27.07, F-27.7. Haxowдение элементов в такой последовательности в ядре Земли было ранее. За прошедшие миллиарды лет элементы H, N, O, F из-за разогрева ядра вышли из состояния крига, перешли в газовую фазу и поднялись ближе к мантии (рис. 3). Такой вывод можно сделать, поскольку по результатам замеров плотность вещества в ядре земли составляет примерно 13 г/см<sup>3</sup>, а не 27.7 г/см<sup>3</sup> как у фтора в состоянии кристаллического газа. При дальнейшем охлаждении, у атомов H, N, O, F вновь возникают химические связи. Получившиеся соединения имеют плотность меньше, и элементы в составе соединений поднимаются к поверхности Земли через мантию.



Рис. 4. Нитронефть, в зависимости от состава и окружающих условий может трансформироваться в нефть, взорваться, разложиться с образованием дайки и газов N<sub>2</sub>, CO<sub>2</sub>, H<sub>2</sub>O, или образовать вулкан. 1 – нитронефть, 2 – нитронефть силоксанами и металлоорганическими соединениями, 3 – расплавленные силикаты с нитронефтью.

Это привело к образованию на Земле атмосферы и океанов. Эти элементы выделяются из Земли и сейчас, и будут продолжать выделяться по мере температурного разложения вещества мантии и высвобождения этих элементов в свободное состояние. При этом фтор, как активный элемент связывается в мантии, а углерод из мантии при соединении с водородом и кислородом поднимается к поверхности. Попробуем, с точки зрения современных законов химии и химической термодинамики определить вид возможных соединений, которые синтезируются из H, N, O, C. При высоком давлении в условиях высокой температуры заторможены реакции окисления, в соответствии с законом Ле Шателье, преобладают эндотермические реакции с поглощением тепла и образованием веществ содержащих большое количество внутренней энергии.

Это могут быть смесевые композиции, когда смесь реагирующих веществ состоит из окислителя и горючего, например кислорода и углеводородов, термодинамически энергосодержащие соединения  $H_2O_2$ ,  $C_2H_2$ ,  $NH_4NO_3$  NCl<sub>3</sub>,  $N_4S_4$ ,  $N_3Cl$  и др. Синтезируется аммиак. Аммиак окисляется до закиси азота и далее до окиси азота по реакциям

$$4NH_3 + 7O_2 = 4NO_2 + 6H_2O$$

Образуется азотная кислота. Синтезируются, взрывчатые соединения нитрпарафины, нитроароматические соединения, нитроамины, ацетилен. Этой смеси, содержащей значительное количество химической энергии, даю название "нитронефть". Нитронефть содержит в растворенном виде силоксаны и металлоорганические соединения, силикаты. Это подтверждается тем, что в вулканических продуктах обнаружены сера, хлор, фтор, алюминий, цинк, медь, кальций, железо, магний, кадмий, калий, литий, марганец, олово, мышьяк, серебро и ряд других элементов. [Мархинин 1980]. Энергонасыщенные соединения нестабильны при падении давления и могут сгорать как порох, а могут медленно разлогаться с образованием CO<sub>2</sub>, H<sub>2</sub>O, N<sub>2</sub> и углеводородов. Накопление нитронефти, происходит между слоями мантии В и С на глубинах 120-250 км под материками и 60-400 км под океанами. Этот слой характерен поглощением сейсмических волн, его называют астеносферой. Астеносфера, предполагаю, состоит из нитронефти. Аналогичное поглощение сейсмических волн, выявлены в Курило-Японской зоне. Здесь обнаружены четыре ослабленных слоя астеносферы на глубинах 60-90, 110-160, 220-300 и 370-470 км [Федотов 1971, Тараканов 1971]. Установлены глубины аномалий в райлне Ключевского вулкана 50-60 км, на островах Парамушир 25-35 км, Симушир 50-60 км. Кунашир 25-35 км [Влодавец 1973] В зависимости от проницаемости породы и температуры и состава, нитронефти, при её поднятии может или произойти взрыв и тогда наблюдается землетрясение, или местное горение, тогда происходит постепенное проплавление свода, при этом образуется дайка. Проплавление может быть сквозным, в этом случае возникает вулкан. При извержении нитронефть горит и взрывается в жерле вулкана. При малом дебите подпитки нитронефти и малом содержании в ней кислорода, происходит её постепенное разложение с превращением в обычную нефть воду углекислый газ и азот. Так образуется месторождения нефти. В качестве примера можно привести близкое расположение Трехбратской мегадайки и залежей углеводородов Северо-Сахалинского нефтегазоносного бассейна, что отмечено в исследованиях в институте морской геологии и геофизики РАН [Ломтев В.Л. 2011]. Поскольку очевидно, что землетрясения сопровождающие извержения вулкана вызваны той же энергией, что и извержение,

можно предположить, что и другие землетрясения, в ряде случаев, вызываются взрывами нитронефти. Это подтверждается глубиной гипоцентра большого количества землетрясений 15-30 км. На этой глубине давление составляет 5000-7000 кг/см<sup>2</sup>, и уже возможен взрыв нитронефти. Коль нам известен энергоноситель землетрясений и вулканов, то может быть рассмотрен вопрос снижения опасности этих явлений. При современном уровне техники, можно решить задачу бурения скважины на глубину 15 км, на которой произошел взрыв нитронефти 11 марта у берегов Японии, а при наличии у этого месторождения живой, не окаменевшей дайки, возможно, достаточно было бы пробурить на меньшую глубину 7-8 км. Извлечение нитронефти можно производить в смеси с водой, которая уменьшает опасность процесса. Такой способ применяют на производствах взрывчатых веществ тротила, гексогена, тена. Если бы у острова Хонсю в своё время, добыли бы те сто миллионов тонн нитронефти, взрыв которых вызвал землетрясение, то не было бы известных трагических событий.

Выводы. Энергия вулканов и землетрясений проявляется за счёт экзотермических химических реакций горения энергосодержащих химических соединений в результате выхода их в зону более низких давлений и смещения из-за этого равновесных реакций в сторону продуктов сгорания CO<sub>2</sub>, H<sub>2</sub>O, N<sub>2</sub>.

Описано новая закономерность поведения нагретого до высокой температуры элемента, которая названа "нивекция". Это процесс погружения разогретого элемента из-за увеличения его плотности связанной с ионизацией.

Образование залежей углеводородов имеет туже природу, что и природа вулканических процессов, происходит в результате медленного распада нитронефти.

Нитронефть образуется в результате термического разложения вещества мантии под действием энергии ядерного распада урана и тория с дальнейшим химическим преобразованием органогенных элементов H, N, O, C в энергонасыщенные соелинения.

Появление элементов с большим атомным весом в верхних слоях Земли происходит благодаря поднятию их в растворе нитронефти в виде элементоорганических соединений.

Теоретически возможно извлечение нитронефти из залежи с получением ценного химического сырья и исключением возможности тектонических катастроф.

- Влодавец В.И. Вулканы Земли, Наука. 1973. С. 35. 1.
- 2. Ломтев В.Л. К строению краевого поднятия юговосточного шельфа корейского полуострова (Японское море) Геология и полезные ископаемые мирового океана, № 1, 2011. С. 5–13. Мархинин Е.К. Вулканы и жизнь М. "Мысль",
- 3. 1980. C. 44.
- 4. Тараканов Р.З. Землетрясения и вулканизм – следствие единого процесса в фокальной зоне. - "Тезисы доклада. XV Ген. Ассам. МАВХНЗ", М., ВИНИ-ТИ, 1971.
- 5. Тимофеев Д.Н. (1) Теория звёзд и планет в свете законов химии ядерной физики и термодинамики. Пятые научные чтения Ю.П. Булашевича Геодинамика, глубинное строение, тепловое поле Земли, интерпретация геофизических полей. ИГ УО РАН Екатеринбург 2009. С. 472.
- 6. Тимофеев Д.Н. (2) Модель ядра планеты Земля и процессы, происходящие в нем. Научнопрактическая конференция "Сейсмические исследования земной коры, Пузырёвские чтения-2009" Новосибирск ИНГГ 2009. С. 77
- Федотов С.А. Токарев П.И. Землетрясения, свой-7. ства верхней мантии в районе Камчатки и их связь с вулканизмом (по данным на 1970 год). - "Тезисы докл. XV Генеральной ассам. МАВХНЗ". М., ВИНИТИ, 1971.
- 8. Goldschmidt V. M., Geochemische VertelugsgesetzederElement, J Dybwad, Oslo, 1923. 3.C. 12
- 9. Holmes A., Geol. Mag., July 1926.1 C 7.
- 10. Joly J. Radioactivity and Geology, Ch.VII, Constable and Co., Ltd., London, 1909. 2. C. 17.

#### **— V. СОВРЕМЕННЫЙ ВУЛКАНИЗМ**

# ИЗМЕНЧИВОСТЬ ПРОСЛОЯ ДИСТАЛЬНОЙ ТЕФРЫ КАТАСТРОФИЧЕСКОГО ИЗВЕРЖЕНИЯ ВУЛКАНА ПЕКТУСАН (КИТАЙ/КОРЕЯ) НА ДНЕ МОРСКОЙ ГЛУБОКОВОДНОЙ КОТЛОВИНЫ

## © 2011 г. И.В.Уткин

Тихоокеанский океанологический институт ДВО РАН, Владивосток, utkin@poi.dvo.ru

Гранулометрический спектр любых отложений чувствительно реагирует даже на мелкие изменения физических параметров водной (или, при воздушном переносе, воздушной) среды (наряду с особенностями рельефа местности). Однако при этом надо учитывать, что этот спектр не един, а состоит из отдельных компонентов (динамических популяций, ДП), частицы каждого из которых отличаются друг от друга не только по генезису, но и по физическому способу их попадания в осадок (перенесение во взвеси, взмучивание волновой сальтацией, воздушный перенос, дробление при эксплозиях). Особенно много ДП дает водная среда, хотя и в воздушной никогда не наблюдается однородности в осаждении частиц спектра [Legros, 2000].

Тефра в континентальных и морских отложениях несет информацию об истории и характере вулканических извержений, которые оказывали влияние на процессы осадконакопления, экологическое состояние окружающей среды и климат. Но также в ее гранспектре имеется много скрытой информации об источнике поступления, путях переноса и условиях окружающей среды в момент события.

Из-за относительно редкой встречаемости, крупномасштабной аккумуляции и практически мгновенности выпадения на огромной площади, продукты вулканических эксплозий являются очень эффективными маркирующими реперами не только при стратиграфическом изучении осадочных толщ, но и при палеоклиматических построениях. Кроме того, катастрофичность эксплозий и их деструктивное влияние на окружающую среду, экологическую обстановку и жизнедеятельность человека требуют знаний о возможном пространственном распространении вредных продуктов их деятельности, что невозможно без изучения свойств конкретных извержений, оставивших свой след в виде прослоев тефры.

Что же касается формирования последних, то за этот процесс ответственны только погодные (для воздушной среды) и океанографические (для водной толщи) условия, а они, в свою очередь, могут быть воссозданы, если известна пространственная изменчивость гранулометрического спектра конкретного прослоя.

В качестве эталона для изучения поведения пирокластических частиц во время транспортиров-

ки (сначала в воздушной, а затем в водной среде) был выбран один из реперных горизонтов тефры, залегающий в донных осадках центральной части Японского моря вблизи от поверхности дна.

Выбор именно этого прослоя объясняется следующими факторами.

Хотя современный вулканизм на территории Востока Азии наиболее активно проявлен на Камчатке, Курильских островах и в Японии, существуют и другие районы Дальнего Востока (и даже очень близкие к границам России), где вулканическая активность проявлена в историческое время катастрофическими извержениями и велика вероятность возобновления вулканической активности. К таким регионам относится юг Дальнего Востока, в пределах которого выделяется вулканический центр Чанбайшань с вулканом Байтоушань (Пектусан, Baegdusan).

Последняя катастрофическая эксплозия произошла здесь (в две стадии) примерно тысячу лет назад. Ее возраст оценивается как 934–969 AD [Machida et al., 1981, 1983], хотя есть источники, которые переносят его на XII век [Guo et al., 2002]. Было выброшено такое количество тефры, которое смогло не только покрыть всю центральную часть акватории Японского моря (с образованием на морском дне прослоя мощностью несколько см), но и достичь Японского архипелага и даже южных Курил [Nakagawa, Ohba, 2003]. По принятой в Японии методике, получившей и международное признание, прослой получил название Томакомаи (Baegdusan-Tomakomai, B-Tm) по месту первой сухопутной находки.

Изучаемый прослой (B-Tm) уникален по своей гранулометрической изученности (325 подробных анализов со 184 точек опробования), поэтому идеально подходит для палео-исследований.

Прослой занимает в Японском море всю Центральную котловину с прилегающими к ней с севера и юга глубоководными областями, протягиваясь от залива Петра Великого до Сангарского пролива (с выходом на север Хонсю, Хоккайдо и Курилы). Материал прослоя представлен тонкодисперсным стеклом трахидацитового состава мелкоалевритовой размерности [Сахно, Уткин, 2009]. Более крупные частицы не превышают 2%. Максимальный размер зерен 0.7 мм. Содержание пелита не превышает 35%. Преобладающая текстура частиц – флюидально-волокнистая. В Центральной котловине тефра почти лишена примесей, ближе к ее окраинам появляется примесь глинистого и кремнистого вещества, а у подножий склонов – песчаные обломочные частицы. В пределах аседиментогенных областей (внешний шельф, вершины возвышенностей) прослой отсутствует. На остальной части территории мощность прослоя велика вдоль оси наибольшего распространения (по середине Центральной котловины) и у подножий склонов (материка и возвышенностей).

Автор предлагаемой работы применил для разбиения спектра на динамические популяции физически обоснованную модель SFT- распределения (дробления и селекции), которое разработали Brown & Wohletz [1995]. Модель не требует предварительного задания своих свойств. Всего выделилось пять ДП с модами в 1.52, 3.83, 5.60, 7.00 и 8.76 phi (350, 70, 20, 8 и 2 мкм). Для каждой популяции выявилась своя сложная пространственная структура, отражающая как вихреобразный характер циркуляции водной массы (отмечено около десятка участков "вихревого" концентрирования частиц), так и особенности донного рельефа, отмеченные выше. Отражением же свойств воздушной среды во время события является общая направленность прослоя с юго-запада на северо-восток в виде изогнутой дуги (выпуклая часть обращена к юговостоку), как бы огибающей циклонический центр.

В Японском море прослой занимает примерно 0.3 млн. км<sup>3</sup>. Общий объем рыхлой тефры, поступивший туда, составил примерно 5.0 км<sup>3</sup>, или 2.8 км<sup>3</sup> в пересчете на твердый материал, при общем объеме рыхлых отложений на суше 96 км<sup>3</sup> и пересчете на магму – 24 км<sup>3</sup> [Horn, Schminke, 2000].

- Сахно В.Г., Уткин И.В. Пеплы вулкана Чанбайшань в осадках Японского моря: идентификация по микро- и редкоземельным элементам и определения возраста их извержений // Докл. АН. 2009. Т. 428, № 5. С. 641–647.
- Brown W.K., Wohletz K.H. A derivation of the Weibull distribution based on physical principles and its connection to the Rosin-Rammler and the lognormal distributions // Journal of Applied Physics. 1995. V. 78, № 4. P. 2758–2763.
- Guo Z., Liu J., Sui S., et al. The mass estimation of volatile emission during 1199–1200 AD eruption of Baitoushan volcano and its significance // Science in China, Ser. D. 2002. V. 45. P. 530–539.
- Horn S., 'H.-U. Schmincke H.-U. Volatile emission during the eruption of Baitoushan Volcano (China/North Korea) ca. 969 AD // Bull Volcanol. 2000. V. 61. P. 537–555.
- 5. Legros F. Minimum volume of a tephra fallout deposit estimated from a single isopach // J. Volcanol. Geotherm. Res. 2000. V. 96. P.25–32.
- Machida H., Arai F. Extensive ash falls in and around the Sea of Japan. // J. Volcanol. Geotherm. Res. 1983. V. 18. P. 151–164.
- Machida H., Arai F., Moriwaki H. Volcanic ashes transported across the Sea of Japan // Kagaku. 1981. V. 51, № 9. P.562–569.
- Nakagawa M., Ohba T. Minerals in volcanic ash. 1: Primary minerals and glass // Global Environmental Research. 2003. V. 6, № 2. P. 41–51.

## **— V. СОВРЕМЕННЫЙ ВУЛКАНИЗМ**

# К ПРОБЛЕМЕ ПОВЫШЕНИЯ ЭФФЕКТИВНОСТИ СЕЙСМОМОНИТОРИНГА

#### © 2011 г. Л. М. Филинский

Институт геологических наук им. К.И. Сатпаева, Алматы, Казахстан. ignkis@ail.ru

В свое время акад. А.Е.Ферсман сформулировал правило эффективных поисков рудных месторождений: "Успех поисковой работы заключается, прежде всего, в твердом знании того, *что и где ис*кать". Сейсмологи должны руководствоваться аналогичным правилом: "Эффективность сейсмомониторинга заключается, прежде всего, в твердом знании того, *что, где и когда* следует ожидать". На первый взгляд, задача сейсмологов усложняется. Но в отличие от поисковой геологии затрат на проверку прогнозов сейсмотектонических событий не требуется.

Для долгосрочного прогноза катастрофических землетрясений в Ферганском и Иссыккульском сегментах Тянь-Шаня автором был разработан феноменологический системносейсмотектонический анализ (ССТА), в основу которого взяты методы матричной систематики и тектонического районирования. Оба метода, в свою очередь, базируются на едином концептуальном основании - идее симметрии, отражающей сбалансированные интегральные соотношения причинного действия и противодействия и соответствующие законы сохранения. Генетическая и функциональная матричные классификации землетрясений построены в общесистемных координатах, роль которых играют философские категории: причина-условие, время-пространство, следствие, конкретизированные для системы сейсмотектонических событий (жирным курсивом выделены тотальные, обычным - локальные системообразующие факторы). Обе классификации (стендовая иллюстрация) отвечают соответствующим философским аспектам рассмотрения проблемы: онтологическому (от причины к следствию) и гносеологическому (от следствия к причине) и связаны между собой причинно-следственными отношениями следующим образом: основанием генетической (онтологической) матрицы принимается причинный фактор – степень воздействия приливноотливных сил на конкретный геоблок подвижной зоны в полном спектре их соотношений как генетических связей внешнего действия (тектоносферный прилив – левая половина матрицы) и внутреннего противодействия (тектоносферный отлив – ее правая половина). В свою очередь, основанием функциональной (гносеологической) классификации является следствие – сейсмотипы событий: полный спектр соотношений между событиями гравитационной и инерционной природы, проявленными в конкретной сейсмозоне. Функциональная классификация позволяет выявить в генерализованном виде причинную связь всех пространственно-временных состояний - генетические серии землетрясений (сейсмогенерации: приливы – отливы), тогда как генетическая матрица – их следственную функциональную связь: генерализованное соотношение между гравитационными (шоковыми) и инерционными ("роевыми") событиями. Эти генерализованные соотношения и являются имманентным свойством Системы сейсмотектонических процессов, на которое в практике сейсмологических исследований мало обращают внимания. Более того: сама мысль о систематике землетрясений даже специалистам-сейсмологам кажется абсурдной, а идея их долгосрочного прогноза основательно дискредитирована.

Природа шоковых и роевых событий отражает фундаментальный принцип эквивалентности гравитирующей и инерционной масс, сформулированный Эйнштейном в ОТО. Этот же принцип является обоснованием системности событий одного энергетического класса в конкретном районе, что дает возможность их долгосрочного прогноза. В свете вышеизложенного, автором разработана таксономия сейсмотектонических событий в строгом соответствии с системообразующими факторами, графическая интерпретация которых выполнена с помощью упомянутых выше классификационных матриц. Более детальное описание позиции Системы сейсмотектонических событий в общем геономическом ансамбле с характеристикой системообразующих факторов-координат изложено в предыдущих авторских публикациях [Филинский, 1997 и др.].

По результатам анализа матричных классификаций представляются выводы, имеющие принципиальное значение в теории и практике сейсмотектонических исследований. Главным же выводом является иллюстрация соотношений различных сейсмотипов – в зависимости от причинного и временного факторов сейсмогенеза, а также роли соотношений кинематико-гравитационных процессов растяжения и сжатия. Таким образом, *следствие* выражает не только возможное число типов и энергетических классов событий, но и, главным обра-

	1
	2
	t
	/
щ	
H	
Па	
Ξ.	
Ĥ	
E,	,
Γ	
Ы	
H	
Ŭ	
E	
ర	
X	-
2	
်	
Ē	
Σ.	
7	ì
PI	
8	
Ŋ	
В	
×	
[P]	
δN	
ž	
Ър	
33	
Η	
0	
ğ	
Ē	
й	
ΗK	
ē	
Я	
9	
ତ୍ର	
Ę	
ē	
2	
Ŕ	
X	
ĕ	
H	
цф.	
õ	
Ê	
S	
Ë	
K	
Ĺ	
0E	
Ľa.	
<u>.</u> a	
$\mathbf{X}$	
Ϊ.	
3	
Į	
Ì	
Ő.	
2	

<u>,</u> ,	
-	
4	~
o Tac	'nnd
	ŭ ce
2	СКО
гит	ents
5	P1K-1
5	Исс
	йиJ
d J	СКО
11 y -	ган
	$\Phi e f$
4. M	nnc
	luna
5	NMM
	DM C
5	emc
цф	с уч
5	иза
val a	інал
-	1020
	еска
	ьпн
	кто
	оте
	йсм
	9-Ce
	змна
	ncm
	ы сı
	ІЧНН
	o da
	<i>33 n</i>
	102H
	ŭ np
	19 Hh
	cbo
	OJEC
	I

ОСНОВНЫЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ ВЕРОЯТНОГО СОБЫТИЯ	ентра Гипоцентр, Сейсмотип, Характер очаговой Характер движений Крупные адмхоз. пункты в контуре плейсто- та км роевый (фокальный механизм) горизонтальные сейстовой зоны (в скобках – вероятная оценка магнитуды М)	анская) сейсмическая область. Суусамыр-Заалайская ("Мерке – Беловодская") система катастрофических событий: 20–25 гипершок "Отлив", сжатие вертикальные Пос. Улугчат (КНР) (≥8.0), Аналог – Беловодское з., 1885 г.	ыская (Иссык-кульская) сейсмическая область "Чилик-Кашгаркая" система катастрофических событий*	і 20–25 і гипершок і "Прилив", растяже- і вертикальные і ўлии, Аксу– КНР (~8.0)	ние Аналог – Заалайское 3., 1985 г.	15–20 гиперрой "Прилив", сжатие горизонтальные Чилик (~7.5), Алматы (>6.5)	AhaJor – Cyycambrockoe 3., 1992 r.	15–20   гиперрой   "Отлив", растяжение   горизонтальные   г. Кашгар, КНР (~7.5)	Аналог – Афгано-Таджик. з., 1998 г.	20–25 гипершок "Отлив", сжатие вертикальные Карачи, Кельпин – КНР (~8.0)	1000 - 10000 - 1000 - 1000 - 1000 - 1000 - 1000 - 1000 - 1000 - 1000 -
OCHOBHBIE	ипоцентр, Сейсмо км роевь	) сейсмическая обл 20–25 гипери	Иссык-кульская) се	20–25   гипери		15-20 гипер		15-20 гипер		20-25 гипери	
	Координаты эпицентра I Широта/долгота (в градусах)	ньшаньская (Ферганская 39.8°./ 74.3°	зосточно-Тянышаньская (	41.0 / 80.0?		43.5 / 78.5		39.5./ 76.0		40.5/78.0?	
	Дата год, месяц	Западно-Тя 2006.1 (фактиче- ски – 5.10.2008)	ц	2012.02		2019.07		2025.01		2032*	

ов. Рой – серия разрушительных толчков, предваряемых форшоками и сопровождаемых многочисленными афтершоками. Продолжительность – до года. Гипершок – четко вы-Тримечания: \* – После реализации очередного события каталог требует уточнения. Шок – единичный толчок, сопровождаемый последующей малой серией слабых афтершорой. Точность прогноза ±32 недели. Прогноз составлен 06–08.1996 года, откорректирован 06.04.2011 г. Составил Л. Филинский заженный шок, гиперрой – четко выраженный

зом, их функциональную связь в форме соотношений полярно-противоположных внутрисистемных свойств: гравитационных (шоковых) и инерционных (роевых) сейсмотипов землетрясений – в генетической классификации, приливных и отливных их серий – в функциональной классификации. Собственно, сама система представляется как диалектическое единство внутрисистемных противоположностей: наиболее вероятные значения системных свойств, описываемых максимальными значениями логарифмической функции и минимальными – экспоненциальной, на матрице интерпретируются классами, образующими диагональную полосу, идущую с верхнего левого угла матрицы на ее правый нижний, а наиболее вероятные значения полярных им свойств, описываемых максимальными значениями экспоненциальной функции и минимальными – логарифмической, – классами, образующими, в свою очередь, диагональную полосу, идущую с левого нижнего на правый верхний угол матрицы. Полученный инверсионный крест наглядно иллюстрирует весь спектр соотношений полярных системных свойств, явления их инверсии и редукции, прямой и обращенной периодичности, дивергенции и конвергенции в приливноотливном цикле развития Системы сейсмотектонических событий, являясь в буквальном и переносном смыслах "квинтэссеншией" структуры матрицы. Именно благодаря инверсионному кресту, матричная классификация при систематике конкретных явлений трансформируется в графическую интерпретацию теории исследуемых природных процессов, представляя собой, в конечном счете, эффективный инструмент феноменологического прогноза. Матричная систематика сейсмотектонических событий позволила открыть природный алгоритм последовательности землетрясений в конкретном сейсмическом районе: прямую последовательность в приливной серии (гравитационный шок – инерционный рой) и обращенную последовательность в отливной серии (инерционный рой гравитационный шок). Этот алгоритм и лег в основу метода ССТА. Такой анализ выполнен на примере Ферганского (Западно-Тяньшаньского) и Иссыккульского (Восточно-Тяньшаньского) сегментов Тянь-Шаня для событий с магнитудой M > 7.5 (энергетический класс >17), по результатам которого представляется вероятностный каталог катастрофических землетрясений (см. ниже) для этих тектонически сопряженных областей, разделенных Ферганским трансформным разломом. Ферганский разлом (с северным продолжением, замаскированным рядом межгорных впадин), являясь естественной границей этих областей, играет роль оси симметрии пространственно-временных событий отраженного сейсмогенеза. В данном каталоге параметры ожидаемых событий даны в соответствии с их матричной классификацией, позволяющей по-

ВУЛКАНИЗМ И ГЕОДИНАМИКА, Екатеринбург, ИГГ УрО РАН, 2011

лучить не только вероятные оценки силы, места и времени ожидаемого события, но и полную характеристику его фокального механизма: генезис (прилив – отлив), уровневый класс гипоцентра, соотношения растяжения – сжатия, вертикальных – горизонтальных подвижек, а, главное, его конкретный сейсмотип – гравитационный шоковый либо инерционный роевой из всего спектра их соотношений (от гипершока до гиперроя).

Составление каталога прогнозируемых катастроф выполнялось в следующей последовательности:

1. Выборка из базы данных сейсмических событий соответствующего энергетического класса с выноской их на геотектоническую схему Тянь-Шаня. (Традиционно выносят все события – с выделением наиболее сейсмоопасных районов по максимальным значениям частот и магнитуд).

2. Сейсмотектоническое районирование Ферганского и Иссык-кульского сегментов Тянь-Шаня, иллюстрирующее пространственно-временную связь событий одного энергетического класса.

3. Классификационная идентификация реальных событий, их генетические, пространственновременные и функциональные связи.

4. Установление системных связей между катастрофическими событиями прошлого сейсмотектонического цикла (конец XIX – начало XX веков) и наступившего (конец XX века – начало XXI века с определением временного шага между событиями и циклами). Так, для Ферганских серий катастроф определен временной шаг между сейсмотектоническими циклами катастрофических землетрясений, составляющий около 120.5 лет, а между последовательными событиями в каждой серии – 6–8 лет. Недостаточная определенность долгосрочного прогноза по времени и месту компенсируется полной характеристикой параметров ожидаемого события.

Матричная систематика произошедших и прогнозируемых событий с характеристикой их системных параметров представлена на стенде. Также дана стендовая иллюстрация пространственного распределения этих событий на схеме сейсмотектонического районирования срединной провинции Тянь-Шаня – его Ферганского и Иссыккульского сегментов

Автором в 1996 году был дан долгосрочный прогноз катастрофических событий по Ферганскому и Иссык-кульскому сейсмическим областям [опубликован в 1997 г.]. В том каталоге координаты катастрофического землетрясения, ожидаемого в середине 1998 года на северной границе Ферганской сейсмической области, были указаны ошибочно. Фактически оно произошло на южной границе этой области Тянь-Шаня – в пограничной зоне Афганистана и Таджикистана. Тем не менее, по всем ожидаемым параметрам, кроме координат, прогноз оправдался. Очень вероятно, что имел место эффект "сейсмогенной бифуркации": Природа "разыгрывала" свои варианты. Так, в прошлом цикле в обеих областях отмечено по два катастрофических события как на северной, так и на южной их границах, что и было принято за основу прогноза. Но в ныне завершенной Ферганской серии зарегистрировано три события на южной границе и лишь одно – Суусамырское – на северной. Ферганская серия катастрофических событий завершилась 5 октября 2008 года гипершоком на Киргизско-Китайской границе. Это событие прогнозировалось на начало 2006 года: задержка по времени на два года, вероятно, была обусловлена рядом последних катастрофических событий, имевших место в Юго-Восточной Азии (Суматра, Кашмир, Китай). Наступает черед аналогичной серии в Иссык-кульском сегменте. По представленному каталогу, начало прогнозируемой серии ознаменуется гипершоком в районе восточнее Кашгара в конце 2012 года, где она и завершится (немного западнее) также гипершоком – в 2032.г. В интервале между этими событиями ожидаются два гиперроя разрушительных землетрясений, один из которых предварительно прогнозируется в 2019 году в районе сейсмостанции Саты (порядка 100 км к СВ от г. Алматы). Более достоверный прогноз будет дан только после события, знаменующего начало Иссык-кульской серии. Так или иначе, представленный каталог может послужить руководством для более эффективного ведения сейсмомониторинга.

И ССТА, и системно-вулканологический анализ рифтогенных и коллизионных структур, и системнорудноформационный анализ горнорудных районов характеризуются единой методологией: синтезом двух направлений – классификационного и тектонического. Достоверная классификационноматричная интерпретация событий должна дополняться корректной интерпретацией соответствующих схем районирования. Именно методология системных исследований позволит более корректно вести исследования по указанным и любым другим направлениям.

- 1. Ракишев Б.М., Филинский Л.М. О методе матричной систематики // Известия НАН РК. Серия геол. 2003. № 6. С. 54–65.
- Ракишев Б.М., Филинский Л.М. Фрактальный анализ ансамбля фундаментальных природных систем // Материалы XLI Тектонического совещания: "Общие и региональные проблемы тектоники и геодинамики". Т.П. – М., 2008. С. 138–142.
- Филинский Л.М. Геотектоника и геодинамика: картографический аспект (принципы геотектонического районирования) / Там же. С. 374–378.
- Филинский Л.М. О методологии системных исследований (к общей теории систем) // Известия НАН

РК Серия геол. 2008. № 2. С. 75-84.

- Филинский Л.М. К систематике землетрясений (генетический аспект феноменологического прогноза) / Сб. тезисов докладов "Топорковские чтения", вып. III, г. Рудный, 1997. С. 353–355.
- Филинский Л.М О природном алгоритме сейсмических событий и долгосрочном прогнозе катастрофических землетрясений // Материалы симпозиума "Вулканизм и геодинамика", Петропавловск-Камчатский, 2009.. Т. II. С. 669–673
- Филинский Л.М Матричная систематика сейсмотектонических событий. / Сб. материалов международной конференции "Самоорганизация природных, техногенных и социальных систем, междисциплинарный синтез фундаментальных и прикладных исследований".–Алматы, 1998.
- 8. Филинский Л.М Тянь-шаньский подвижной пояс и

буферная Казахская "складчатая" страна: тектоника и геодинамика. / Материалы XLIII Тектон. совещания: "Тектоника и геодинамика складчатых поясов и платформ фанерозоя". Т.ІІ.– М., 2010. С. 394–398.

- Филинский Л.М. Кайнозойский рифтогенез в зонах фланговых границ Тянь-шаньского подвижного пояса: картографическое значение осей рифтов при геотектоническом районировании // Материалы Всероссийского научного симпозиума"Кайнозойсктй континентальный рифтогенез". Иркутск, 1–5 июня 2010 г. С. 178–181.
- Филинский Л.М. Долгосрочный прогноз катастрофических землетрясений в Иссык-кульском сегменте Тянь-Шаня / Мат. 7–го Казахстанско-Китайского международного симпозиума.-А., 2010 С.70–72
- 11. **Филинский Л.М.** Актуальные проблемы Наук о Земле./ Там же. С. 105–106

#### **– V. СОВРЕМЕННЫЙ ВУЛКАНИЗМ**

# МАТРИЧНАЯ СИСТЕМАТИКА ВУЛКАНИЧЕСКИХ СОБЫТИЙ КАК ГЕОМЕТРИЗАЦИЯ ТЕОРИ И РИФТОГЕННОГО И КОЛЛИЗИОННОГО ВУЛКАНИЗМА

## © 2011 г. Л. М. Филинский

Институт геологических наук им. К.И. Сатпаева, Алматы, Казахстан. ignkis@ail.ru

Необходимость построения и эффективного использования естественнонаучных классификаций не требует аргументации: в любой отрасли естествознания генетическая классификация знаменует собой новый качественный скачок в развитии этой отрасли со ступени эмпирического накопления и описания фактов на уровень системного подхода, их плодотворного теоретического обобщения и анализа. В тематической серии наших публикаций [см. авторский список литературы] представлен широкомасштабный опыт внедрения системной методологии в анализ актуальных проблем геотектоники, геодинамики, магматизма и металлогении. Основанием для этого явилась разработанная специально для решения прогнозных задач – и не только геологических – унифицированная классификационно-системная матрица "Уникласс", апробированная на ряде фундаментальных примеров Матрица, отражая внутри- и межсистемные связи, а также общий алгоритм существования и функционирования всех фундаментальных Систем\* – прямую и обращенную периодичность внутрисистемных свойств, - являет собой методологический фундамент системных исследований и концепции "нового униформизма". (\*Контекстовое примечание. О различии понятий "фундаментальная Система" и "формальная система" см. публикацию "О методологии системных исследований (к общей теории систем)" [Филинский, 2008]). В своих конкретных приложениях матрица "Уникласс" представляет собой геометрическую интерпретацию теории исследуемых реальных и вероятных событий и инструмент для их эффективного ретроспективного анализа и прогноза. Метод матричной систематики (ММС) объединяет все известные методы познания – и генетический, и кондиционалистский, и сравнительно-исторический, и рангово-структурно-морфологический, и функциональный - в единый комплекс с учетом диссистемообразующих курсивности факторовкоординат, роль которых играют философские категории: причина-условие, время-пространство, следствие. Ниже ММС иллюстрируется построением Системы вулканических событий с учетом ее позиции и связей в общем геономическом ансамбле природных Систем. Прежде, чем дать описание представленной Системы, проиллюстрируем ее позицию в общем геономическом ансамбле. В этом ансамбле межсистемные связи имеют различные варианты: эти связи могут быть выражены общими причинной и временной координатами (вариант системной суперпозиции), общими пространственно-временными координатами при полярных причинных основаниях (вариант эквипозиционности), либо отражают различные уровни иерархической субординации Систем (вариант субпозиции). Перечисленные варианты межсистемных структурных связей с учетом законов симметрии являются необходимым и достаточным условием построения общего графа ансамбля фундаментальных природных Систем. Представленный граф (стендовая иллюстрация) построен на основе системных соотношений зеркальной и инверсионной видов симметрии и отражает как родовую, так и уровневую октавную структуру окружающего макромира и микромира. Именно благодаря построенному графу, отражающему межсистемные связи, возможно объективное определение ведущих системообразующих факторов-координат причинного основания и режимно-временной характеристики матричных классификаций конкретных Систем. По методологическому принципу общей теории систем, при анализе любой Системы необходим учет ее структурной позиции и связей в общем ансамбле. Такой мировоззренческий подход и называется "системным"

Генеральная структура графа отражает единство статических и динамических фундаментальных природных Систем, их родовую и уровневую композицию с реальными и "мнимыми" состояниями. Динамические Системы группируются по квадрантам графа, разделенным осями симметрии: верхние ("макромир") и нижние ("микромир") квадранты отделены осью инверсионной симметрии пространственно-временных состояний, а левые ("реальные" Системы) и правые ("мнимые" Системы) – осью зеркальной симметрии каузальных состояний. С учетом родовой и уровневой структуры графа выделяются композиционные, суперпозиционные, эквипозиционные и субпозиционные Системы.

И макромир, и микромир характеризуются уровневой структурой: число уровней (ступеней) подчиняется "закону октав", а каждому уровню соответствует определенный вид парных физических

#### ФИЛИНСКИЙ

### Фрагмент графа геономического ансамбля.

Динамические фундаментальные Системы макромира ВИДЫ

(Левый верхний квадрант графа) физич. взаимодействий



Рис. 1. Межсистемные связи в ансамбле физико-географических и геологических Систем.

взаимодействий. Именно эти факты и должны быть положены в основу их единой теории. Таким образом, посредством представленного графа рассмотрена вся цепь видов

физических взаимодействий в этом ансамбле [Ракишев, Филинский, 2007]. Для более четкой иллюстрации уровневой позиционной структуры физико-географического и геологического родов ансамбля и их межсистемных связей ниже представлен фрагмент общего графа, наглядно отражающий уровневую суперпозицию природных Систем этих родов и их связи в реальном времени действительного макромира (рис. 1). Противоположные соотношения этих же Систем и их свойств для прошлого либо будущего времени "мнимого" мира иллюстрируются зеркально-симметричным правым верхним квадрантом графа – с приматом геологических Систем. Общей чертой внутрисистемных полярных свойств (для всех фундаментальных Систем без исключения) является их прямая и обращенная периодичность в соответствующих циклах, что и отражает природный алгоритм организации и функционирования этих Систем [Филинский, 1988 и др.] Системы физико-географического и геологического родов, характеризуясь одноуровневой суперпозицией, совместно образуют сложные природные комплексы, анализ и интерпретация которых - без дифференциального их рассмотрения – весьма затруднена. (Для иллюстрации этого положения достаточно привести пример "непримиримой борьбы" плейт-тектонической и геосинклинально-платформенной концепций в современной геотектонике). Именно факт "наложения" физико-географических и геологических (тектоносферных) процессов определяет необходимость их изучения как в дифференциальном, так и в интегральном аспектах. Самостоятельные ряды Систем физико-географического и геологического родов, в свою очередь, характеризуются ранговой иерархией, отражающей последовательность их структурных уровней – это ряды субпозиционных ("вложенных") Систем. В геологическом ансамбле такой субпозицией характеризуется ряд следующих Систем: геотектоника (складчатость и седиментогенез) – геологические формации (эквипозиционные Системы кластогенных и хемогенных формаций) – магматические формации – рудные формации, причинное основание матричной классификации каждой из которых вытекает из характеристики условия иерархически вышестоящей системы.

Более детальное описание этого ряда изложено в наших предыдущих публикациях. Представленный фрагмент графа как нельзя лучше иллюстрирует позицию Систем вулканических и тафро-орогенических событий как эквипозиционных, сочетающих связи с рядами как физикогеографических, так и геологических Систем. Как иллюстрирует граф, плейт-тектонические "активные" террейны определяют генетическую систематику рифтогенных и коллизионных вулканических процессов (обязанных горизонтальным движениям), а "пассивные" - генетическую систематику тафро-орогенических процессов, обязанных вертикальным движениям. Аналогично - "подвижные" геотектоногены определяют генетическую систематику хемогенных формаций (обязанных горизонтальным движениям), а "консолидированные – генетическую систематику кластогенных формаций. В табл. 1 представлена общая характеристика всех эквипозиционных Систем – как физикогеографических, так и геологических.

Внимание Читателя еще раз акцентируется на эффекте наложения эквипозиционных физикогеографических систем — вулканизма рифтогенной и коллизионной природы и тафро-орогенеза — с симметричными им эквипозиционными геологическими системами - кластогенными и хемогенными формациями. Эти одноуровневые связи позволяют, в частности, дать объективную генетическую интерпретацию хемогенным (сульфатно-галлоидным, сульфатным, фосфатным, карбонатным, кремнистым, углеродисто-кремнистым, а также и углеводородным) формациям, происхождение которых обязано горизонтальным движениям и, соответственно, вулканическим проиессам (прежде всего, полводным). Примечателен и характер эквипозиционности вулканизма и тафро-орогенеза: рифтогенный вулканизм коррелируется с тафрогенными структурами, а коллизионный вулканизм - с орогенными. Здесь же необходимо отметить различные соотношения диалектических категорий сущности и явления: вулканические и тафро-орогенические процессы как физико-географические явления характеризуются, тем не менее, геологической (тектоносферной) сущностью своей природы, тогда как сущность природы формирования литологостратиграфических комплексов как сугубо геологических явлений – физико-географическая. Эти перекрестные соотношения сущности и явления для эквипозиционных Систем физико-географического и геологического ансамблей отражают их единое причинное основание, представленное общей для них Системой сейсмотектонических событий. На стендовой таблице иллюстрируется конкретная характеристика тотальных и локальных системообразующих факторов-координат онтологической (генетической) классификации вулканических событий (жирным курсивом выделены тотальные, обычным – локальные факторы): причины-условия, времени-пространства, след-

Таблица	1.
---------	----

Эквипозиционныые Системы:					
Физико-географические: Геологические					
Вулканизм – Тафро-орогенез	Литоформации: кластогенные – хемогенные				
Причина (действие – противодействие)					
Горизонтальные – Вертикальные Вертикальные – Горизонтальные					
полярно-векторные движения	полярно-векторные движения				
УСЛОВИЯ: унаследованные – наложенные					
ВРЕМЕННАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА:					
весь спектр соотношений рифтогенно-седиментогенных и коллизионно-складчатых режимов – от					
гиперрифтогенно-седиментогенного до гиперколизионно-складчатого,					
а также скоростные характеристики процессов –					
от высокоскоростных (катастрофических) до замедленных (эволюционных)					
Пространственные характеристики:					
весь спектр рангово-структурно-морфологических особенностей,					
специфических для каждой конкретной системы.					
СЛЕДСТВЕННАЯ СВЯЗЬ СОСТОЯНИИ (основные функциональные свойства):					
Для <b>вулканизма</b> соотношения энсиматического и энси- алического типов с их прямой (для <i>рифтогенеза</i> ) и об- рашенной (для коллизии) периоличностью.	Для хемогенных формаций:				
	соотношения солей и углеводородов энсиматической и				
	энсиалической серий с их прямой и обращенной зональ-				
I a the fifth manual of the state of the sta	ностью.				
Для тафро-орогенеза: соотношения линейности и аре-	Для кластогенных литоформации				
альности с их прямой и обращенной периодичностью	соотношения псефитов и пелитов трансгрессивных и				

ВУЛКАНИЗМ И ГЕОДИНАМИКА, Екатеринбург, ИГГ УрО РАН, 2011

ствия. Дано определение соответствующих каузальных, пространственно-временных и следственных классификационных таксонов вулканических событий, а именно: рифтогенных и коллизионных генераций в их полном спектре (от гиперрифтогенных до гиперколлизионных), наложенных и унаследованных-рядов, групп – по инерционногеодинамическим фазам и стадиям рифтогенноседиментогенного и коллизионно-складчатовго режимов, структурно-морфологических классов с их относительной ранговой оценкой и характеристикой геодинамических обстановок (в первую очередь, океанических, а также островодужных, окраинно-континентальных и континентальных), и, наконец, энсиматических и энсиалических петрохимических типов вулканизма, являющихся, в свою очередь, основанием гносеологической матричной классификации. Последняя классификация, отражая полный спектр петрохимических типов вулканических событий, выявляет генерализованную причинную связь всех функциональных и пространственно-временных состояний - генетические серии (рифтогенные – коллизионные), тогда как первая – следственную связь этих же состояний: генерализованное соотношение между энсиматическими и энсиалическими событиями в виде инверсионного креста, выделенного по диагоналям онтологической матрицы. Это соотношение и является функциональным свойством системы вулканических событий для их рифтогенных и коллизионных генераций. Таким образом, в представленной Системе её функциональные свойства выражаются прямой и обращенной периодичностью энсиматических и энсиалических вулканических событий, отражающих процессы рифтогенеза и коллизии и фоновый режим гравитационно-инерционных взаимодействий, а также непосредственный инерционно-динамический и локальный динамо-кинетический характер режимов вулканизма, а, соответственно, и процессов мафического и сиалического хемогенеза. Именно эта особенность внутрисистемных свойств определяет ретроспективно-аналитическую и прогнозную функции классификационных матриц, что является необходимым атрибутом любой теории.

- 1. Ракишев Б.М., Филинский Л.М. О методе матричной систематики // Известия НАН РК. Серия геол. 2003. № 6. С. 54–65.
- Ракишев Б.М., Филинский Л.М. Геономический ансамбль позиционных природных систем // Там же. 2004. N3/4. С. 17–29.
- Ракишев Б.М., Филинский Л.М. Фрактальный анализ ансамбля фундаментальных природных систем // Общие и региональные проблемы тектоники и геодинамики. Мат-лы XLI Тектонического совещ. Т. II. М., 2008. С. 138–142.
- 4. Ракишев Б М., Филинский Л.М. Геотектоническая матричная систематика // Известия НАН РК. Серия геол., 2004. № 5. С. 76–86.
- 5. Ракишев Б.М., Филинский Л.М. Матричная систематика магматических формаций // Там же. 2005. № 4. С. 60–72
- 6. Ракишев Б.М., Филинский Л.М. Рудноформационная матричная систематика // Там же. 2004. № 6. С. 60–83.
- Ракишев Б.М., Филинский Л.М. Геотектоника, геодинамика, магматизм, металлогения в свете концепции "нового униформизма" / Сб. докладов "Геология Казахстана", посвященный международному геол. конгрессу. – Алматы, 2007. С. 73–79.
- Ракишев Б.М., Филинский Л.М Вулканизм и хемогенные формации в свете методологии системных исследований // Материалы симп-ма "Вулканизм и геодинамика", Петропавловск-Камчатский, 2009. Т. I. C. 107–111
- Филинский Л.М. Литоформации в свете методологии системных исследований // Отечественная геология. 2009, № 4. С. 89–96.
- Филинский Л.М. Кайнозойский рифтогенез в зонах фланговых границ Тянь-шаньского подвижного пояса: картографическое значение осей рифтов при геотектоническом районировании // Кайнозойсктй континентальный рифтогенез. Мат-лы Всеросс. науч. симпозиума. Иркутск, 2010 г. С. 178–181.
- Филинский Л.М. О методологии системных исследований (к общей теории систем) // Известия НАН РК Сер. геол. 2008. № 2. С. 75–84.
- Филинский Л.М. Унифицированный классификационный макет на базе обобщенной модели системы / Тезисы докладов на Всесоюзном совещании "Рудные формации структур зоны перехода континент – океан" Магадан, 1988. Т.1. С. 149.
- Филинский Л.М. Теория и практика систематики // Системный подход в геологии. Мат-лы III-ей Всесоюз. конф. М., 1989.

## V. СОВРЕМЕННЫЙ ВУЛКАНИЗМ

# АССИМИЛЯЦИЯ КОРОВОГО ВЕЩЕСТВА МАГМАТИЧЕСКИМ РАСПЛАВОМ ДЛЯ КВАРЦЕВЫХ ПЕСЧАНИКОВ В ТРАХИБАЗАЛЬТОВОМ РАСПЛАВЕ: ИЗВЕРЖЕНИЕ 2001 ГОДА ВУЛКАНА ЭТНА, ИТАЛИЯ.

## © 2011 г. И. С. Фомин, П. Ю. Плечов

Геологический факультет МГУ им. М.В. Ломоносова, fomin@web.ru

Трахибазальтовые лавы извержения вулкана Этны 2001-го года содержат многочисленные ксенолиты анхимономинеральных кварцевых песчаников (кварцаренитов). Их количество оценено в полевых условиях как 10 шт./м<sup>2</sup>, размер колеблется от долей миллиметра в случае отдельных зёренксенокристов в лаве до блоков в первые дециметры. Реакционные каймы вокруг ксенолитов были использованы в данной работе для определения 1) времени взаимодействия ксенолитов с магмой; 2) влияния процессов ассимиляции кварцевых песчаников на состав магматических расплавов.

Так как эффективное время взаимодействия сильно зависит от истории фрагментации более крупных ксенолитов на более мелкие, то нами изучались только ксенолиты с максимальным временем взаимодействия, т.е. с максимальной шириной реакционной каймы.

Для оценки времени взаимодействия конкретного ксенолита нами было установлена последовательность процессов взаимодействия ксенолитов и магматического расплава. На первой стадии происходит механическое дробление, на второй – образование тонких каёмок расплава в межзерновом пространстве, после чего начинается химическое рас-



**Рис. 1.** Клинопироксеновая кайма на начальных стадиях взаимодействия ксенолита и вмещающе-го расплава.

творение кварца на границе расплав-ксенолит. На третьей стадии, когда каёмка расплава достигает первых микрон, начинается кристаллизация клинопироксена между расплавом-раствором, существенно обогащенным кварцем, и расплавом вмещающей породы (рис. 1). Кайма растёт в обе стороны от границы, причём клинопироксены этих двух зон отличаются по химическому составу, что позволяет их уверенно выделять (табл. 1). Первоначальный край ксенолита нами проводился по границе этих зон, текущий определялся краем кварцевых зёрен. Максимальные каймы имеют ширину 300–500 мкм (рис. 2). Согласно экспериментальным данным ([Donaldson, 1985], [Watson, 1982]), скорость растворения кварца в условиях распла-

Таблица 1. Состав пироксена реакционных кайм, в весовых процентах оксидов.

	Край каймы со	Граница	Край каймы со стороны
	стороны ксенолита	30H	вмещающей породы
Fe	8.5	8.1	8.1
Ca	23.2	22.1	23.1
Mg	14.2	15.0	11.7
Ti	0.1	0.4	2.0
Al	0.2	0.8	7.9



**Рис. 2.** Клинопироксеновая кайма и слой расплава-раствора кварца на максимальных временах взаимодействия.



**Рис. 3.** Зависимость содержания  $TiO_2$  от  $SiO_2$ .

1-4 – анализы внутри ксенолитов (1 – внутренние части; 2 – трещины, в которые проникает вмещающая порода; 3 – около краёв; 4 – около дендритов кварца), 5-6 во вмещающей породе (5 – приграничный слой с явно отличной структурой шириной до 200 мкм; 6 – все прочие анализы вмещающей породы). Закрашенные квадраты – анализов стекла, пустые – площадок породы.



**Рис. 4.** Зависимость содержания  $Al_2O_3$  от  $SiO_2$ . Условные обозначения те же, что и на рис. 3.

вов Этны (напр. [Ferlito et al., 2008]) не превышает 1.1 мкм в час, что дает оценку времени взаимодействия ксенолитов с расплавом в 12–19 дней.

Установлено, что формацией-источником ксенолитов является Numidian Flysch [Viccaro et al., 2008], залегающая в интервале глубин 0÷3 км ниже уровня моря [Cristofolini et al., 1979]. Для независимой оценки времени взаимодействия ксенолитов с магмой были использованы данные по сейсмическому мониторингу вулкана Этна. Сейсмические события, связанные с подъемом порций магмы перед извержением [Bonforte et al., 2009], происходили на глубинах залегания Numidian Flysch с 12 по 15 июля 2001 года, а извержение происходило в короткий период с 26 по 31 июля, что позволяет оценить время подъема магмы от уровня захвата ксенолитов до поверхности в 12-19 дней. Таким образом, полученные независимые оценки времени взаимодействия ксенолитов с вмещающим расплавом хорошо согласуются друг с другом.

Для оценки степени и характера влияния ассимиляции кварцевых ксенолитов на магматический расплав трахибазальтов рассмотрим изменение химического состава основной массы и стекла в реакционной кайме ксенолитов (рис. 3, 4). Анализы во вмещающей породе проводились на расстоянии от 50 мкм до 2 см от границы с ксенолитом, в качестве контрольных значений использовались данные [Viccaro et al., 2006] по валовому составу пород извержения. В пределах ксенолитов анализы проводились на расстояниях от первых микрон до 1 см от границы.

Зона разрывов составов в области 55% SiO<sub>2</sub> интерпретируется как следствие узости соответствующей зоны; отдельное облако составов с >80% SiO<sub>2</sub> образовано анализами в непосредственной близости (~5 мкм) от зёрен кварца.

Из аналитических данных следует, что на любом расстоянии от ксенолитов (которое в геохимическом смысле определяется содержанием SiO<sub>2</sub>, как единственного компонента ассимилируемых пород), составы стёкол и вмещающих пород образуют единые облака точек. Показанные на рисунках приграничные каймы имеют ширину до 200 мкм, но обычная их ширина не превышает 20 мкм, что пренебрежимо мало.

Можно сделать вывод, что роль процессов ассимиляции в изменении составов магматического расплава оказалась пренебрежимо малой по сравнению с кристаллизационной дифференциацией.

Авторы благодарят коллектив лаборатории локальных методов исследования вещества кафедры петрологии МГУ за помощь в проведении микрозондовых анализов. За помощь в проведении полевых работ выражаем благодарность профессорам Университета Катании Carmelo Ferlito и Angelo Bella.

- 1. **Bonforte A., Gambino S., Neri M.** Intrusion of eccentric dikes: The case of the 2001 eruption and its role in the dynamics of Mt. Etna volcano // Tectonophysics, 2009, 471. P. 78–86.
- 2. Cristofolini R., Lentini F., Patane G., Rasa R. Integrazione di dati geologici, geofisici e petrologici per la stesura di un profilo crostale in corrispondenza dell'Etna//Boll. Soc. Geol. Ital., 1979, № 98. P. 239–247.
- 3. **Donaldson C.H.** The rates of dissolution of olivine, plagioclase, and quartz in a basalt melt // Mineral. Mag., 1985, 49. P. 683–693.
- 4. Viccaro M., Ferlito C., Cortesogno L. et al. Magma mixing during the 2001 event at Mount Etna (Italy): Effects on the eruptive dynamics // J. Volc. Geot. Res., 2006, 149. P. 139–159.
- Viccaro M., Ferlito C., Cristofolini R. Complex evolution processes in the upper feeding system of Mt. Etna (Italy) as revealed by the geochemistry of recent lavas // Periodico di mineralogia, 2008, 77, № 3. P. 21–42.
- 6. **Watson E.B.** Basalt contamination by continental crust: some experiments and models // Contrib. Mineral. Petrol, 1982, 80. P. 73–87.

#### = V. СОВРЕМЕННЫЙ ВУЛКАНИЗМ

# ЭРУПТИВНЫЕ ЦЕНТРЫ ГЛИНОЗЕМИСТЫХ И МАГНЕЗИАЛЬНЫХ БАЗАЛЬТОВ НА СКЛОНАХ КЛЮЧЕВСКОГО ВУЛКАНА, КАК ОТРАЖЕНИЕ ЦЕНТРАЛЬНОГО И АРЕАЛЬНОГО ВУЛКАНИЗМА

© 2011 г. А. П. Хренов

Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН 119017 Москва, Старомонетный пер., 35. khrenov@igem.ru

Одним из важнейших вопросов в петрологии изверженных пород является генезис магматических расплавов, порождающих, в конечном счете, все разнообразие изверженных пород. Так, несмотря на преобладание среди базальтов островных дуг и активных окраин континентов высокоглиноземистых разностей, которые реально могут быть родоначальными расплавами для ассоциирующих с ними андезитов и дацитов, первичные магмы этих глобальных структур, как считают многие ученые, отвечают редко встречающимся здесь магнезиальным базальтам. Действительно, только базальты с высоким магнезиальным номером ( $K_{mg} = 0.65...0.75$ ) и высоким содержанием Cr (> 500 ppm) и Ni (>150-200 ppm) должны быть равновесны с мантийным перидотитом, тогда как глиноземистые базальты, как показывают результаты математического моделирования, в ряде случаев могут быть получены из расплавов магнезиальных базальтов при процессах полибарического фракционирования [Арискин и др., 1995]. На большей части территории Камчатки, как и в других переходных зонах: континент океан, магнезиальные базальты достаточно редки и встречаются обычно лишь среди базальтов одноактных форм ареальных зон или в виде отдельных потоков в постройках некоторых вулканов центрального типа [Волынец и др., 1976]. В пределах постройки Ключевского вулкана доля магнезиальных базальтов по отношению к глиноземистым составляет доли процента.

Проведенный автором петрохимический и геохимический анализ пород шлаковых конусов и лавовых потоков на склоне и у подножья вулкана показал. что на Ключевском вулкане преобладают два типа базальтов: магнезиальные (MgO = 12.0-8.0%, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> = 15.0–13.0%, здесь и далее в мас. %) и глиноземистые (Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> = 19.0–17.0%, MgO = 5.0–4.0%) нормальной щелочности известково-щелочной серии. Это типичные базальты островных дуг. Были выделены высокомагнезиальные базальты с содержанием MgO от 12% до 9%; магнезиальные (промежуточные, как результат смешения двух магм) с MgO от 8% до 6% и глиноземистые с MgO от 5% до 4%. Все эти разновидности базальтов хорошо изучены, а результаты петрографических, минералогических и геохимических исследований опубликованы в многочисленных работах [Влодавец, 1940; Набоко, 1947; Пийп, 1956; Кирсанов, 1971; Ермаков, 1974, 1977; Хренов и др., 1985, 1991, 2007].

Магматическая питающая система центрального вулканизма по системе разломов и трещин через магматические камеры и промежуточные периферические очаги имеет связь с верхней мантией. Питающая система разломов и трещин ареального вулканизма более "сквозная", и по ней в более короткий срок из глубинного источника магма достигает земной поверхности. Этим объясняется постоянство в химическом составе лав магнезиальных базальтов ареального вулканизма и такое же длительное постоянство в составе лав глиноземистых базальтов Ключевского вулкана.

На рис. 1 приведена цифровая морфологическая модель рельефа и новая цифровая карта Ключевского вулкана, на которой впервые выделена зона ареальная вулканизма, приуроченная к склонам Ключевского вулкана [Хренов и др., 2010]. В отличие от глиноземистых лав Ключевского и его побочных прорывов, лавы и шлаковые конусы ареальной зоны – исключительно магнезиальные базальты. Такие цифровые карты позволяют в реальном времени в географической системе координат, в случае извержения, наносить места новых эруптивных центров, границы лавовых и селевых потоков, раскаленных лавин, лахар, прогнозировать масштабы их распространения.

Из-под пролювиальных и лавовых образований Ключевского вулкана на его склонах сохранились не погребенные шлаковые конусы, возраст которых от 4.5 тыс. лет до наших дней, а некоторые из них старше Ключевского вулкана, возраст которого около 7 тыс. лет.

Таким образом, рассматривая в хронологической последовательности события, происходившие в голоцене и в историческое время, опираясь на наблюдения и анализ петрологических исследований в Ключевской группе вулканов, можно полагать, что магнезиальные базальты – результат активности зоны ареального вулканизма в пределах постройки Ключевского вулкана, а глиноземистые базальты – продукты центрального вулканизма.

За период 1980–90 гг. силами Ключевской экспедиции было проведено детальнейшее опробование



**Рис. 1.** Цифровая морфологическая 3-D модель (а) и цифровая карта (б) Ключевской группы вулканов с современными лавовыми потоками, шлаковыми конусами, магмаподводящими трещинами и зоной ареального вулканизма. Схема разрывных нарушений Ключевского вулкана.

1- лавовые потоки глиноземистых базальтов, 2 – лавовые потоки магнезиальных базальтов, 3 – шлаковые конусы, 4 – граница зоны ареального вулканизма, 5 – разрывные нарушения: а) третьего порядка, б) второго порядка.

ВУЛКАНИЗМ И ГЕОДИНАМИКА, Екатеринбург, ИГГ УрО РАН, 2011
всех шлаковых конусов и лавовых потоков на склоне Ключевского вулкана, а также изучены разрезы его постройки и фундамента. Наиболее полные петрохимические исследования были выполнены автором, и их результаты опубликованы в разных отечественных и зарубежных изданиях. [Хренов и др., 1985, 2007].

В ходе извержений Ключевского вулкана, начиная с 1945 года и до настоящего времени, состав лав Ключевского вулкана остается неизменным и отвечает высокоглиноземистым базальтам независимо от гипсометрического уровня выхода лавы на поверхность (в интервалах высот от 800 м до 4900 м). В них преобладают фенокристаллы плагиоклаза двух генераций, редкие зерна оливина и клинопироксена. Структура породы почти всегда сериально-порфировая, структура основной массы меняется от витрофировой до интерсертальной в зависимости от местоположения отбора образца (исток, фронт лавового потока) или фациальной приуроченности (пепел-лава-бомба).

Установлено, что кристаллизационно-гравитационная дифференциация в магме, участвующей в извержении, глиноземистого состава, отсутствует [Хренов, 1982, 2003].

Все лавы высокомагнезиальных базальтов (MgO = 12.0-8.0%), шлаковых конусов на склоне Ключевского (Слюнина, Булочка и др.), сохраняют постоянство химического состава в ходе всего извержения. Генетически они не связаны с Ключевским вулканом и принадлежат к зоне ареального вулканизма [Хренов, 2003, 2009]. В лавах магнезиальных базальтов главными породообразующими минералами являются оливин и клинопироксен. Они часто образуют гломеропорфировые сростки размером до 10-15 мм, в них присутствует шпинель. Оливин встречается двух генераций – Fo<sub>92-80</sub> и Fo<sub>79-74</sub>, причем магнезиальный оливин преобладает в конечных порциях лавы. Порода, как правило, порфировая, структура основной массы меняется от криптокристаллической до интерсертальной [Хренов, 1982, 2003].

Извержения центрального типа происходят из одного сфокусированного центра по системе питающих разломов и трещин в ограниченном пространстве магмоподводящего канала через вершинный кратер. Область первичного выплавления магм вулканов Камчатки, скорее всего, находится внутри сейсмофокального слоя или около его верхней границы на глубинах от 100 до 200 км. Магма, пройдя сквозь астеносферу, накапливается в слое, переходном от коры к мантии, и в земной коре. Из области первичного плавления ряда диапиров, в которых по мере подъема из-за декомпрессии возрастает доля расплава, уменьшается вязкость, сокращается их сечение. Механизм подъема магм сквозь литосферу другой, чем в астеносфере. Магмы движутся здесь по вертикальным разломам.

В процессе формирования и развития вулканов центрального типа питающая их магматическая система, как правило, эволюционирует. На разных глубинах могут возникать периферические очаги и магматические камеры. Магма по сложной системе магмоподводящих вертикальных трещин внедряется в тело вулкана и достигает дневной поверхности через центральный кратер или по радиальным трещинам прорывается на склонах, и тогда происходят побочные извержения с образованием шлаковых конусов и излиянием лавовых потоков. Состав базальтов при этом остается постоянным не зависимо от гипсометрического места выход лавы на поверхность и отвечает глиноземистым базальтам. Установлено, что кристаллизационно-гравитационная дифференциация в магме, участвующей в извержении, глиноземистого состава, отсутствует [Хренов, 1982].

Извержения моногенных вулканов или шлаковых конусов в ареальной зоне происходят по линейным разломам, как следствие рассеянного магматизма. Магма поступает с больших глубин, чем при извержениях центрального типа. Она не образует ни периферических очагов, ни магматических камер. Источниками питания ареального вулканизма служат межпластовые силлы. Состав лав в ходе этих извержениях, как правило, отвечает высокомагнезиальным базальтам и остается постоянным. Извержения в ареальной зоне могут быть эксплозивными, эксплозивно-эффузивными или эффузивными. Образование нескольких шлаковых конусов следует друг за другом, их извержения продолжаются длительное время одновременно или последовательно. В отличие от побочных извержений, которые, как правило, происходят по субрадиальным трещинам на склоне вулкана, - извержения в ареальной зоне контролируются разломами, определяющими заложение самой зоны. Наибольшая их концентрация сосредоточена в местах пересечения линейных и концентрических зон разломов. В Ключевской группе вулканов ареальные (региональные по Пийпу) зоны шлаковых конусов северо-восточного простирания приурочены к подножьям вулканов Плоского Толбачика, Ключевского и Крестовского. Питающая система этого типа вулканизма контролируется протяженными линейными трещинами.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- 1. Арискин А.А., Бармина Г.С., Озеров А.Ю. Генезис высокоглиноземистых базальтов Ключевского вулкана // Петрология. 1995. Т. 3. № 5. С. 496–521.
- 2. Влодавец В.И. Ключевская группа вулканов // Тр. лаборатории вулканологии и Камчатской вулканологической станции. 1940. № 1. 124 с.
- Волынец О.Н., Колосков А.А. Плагиоклазы четвертичных эффузивов и малоглубинных интрузивов Камчатки. Новосибирск: Наука, 1976. 135 с.

ВУЛКАНИЗМ И ГЕОДИНАМИКА, Екатеринбург, ИГГ УрО РАН, 2011

- Волынец О.Н., Флеров Г.Б., Ермаков В.А., Хренов А.П. Продукты извержения 1975 г. в региональной зоне шлаковых конусов вулкана Плоский Толбачик // Проблемы петрологии. Мат-лы V Всесоюз. петрограф. совещ. Алма-Ата: 1976. Т. І. С. 289–292.
- 5. Ермаков В.А. О характере дифференциации магмы в каналах действующих вулканов // Бюлл. вулканологических станций № 50. 1974. С. 19–31.
- 6. **Ермаков В.А.** Формационное расчленение четвертичных вулканических пород. М.: Недра, 1977. 223 с.
- 7. Набоко С.И. Извержение Билюкая побочного кратера Ключевского вулкана в 1938 году // Тр. Лаборатории вулканологии и Камчатской вулканологической станции. 1947. № 5. 134 с.
- Кирсанов И.Т., Важеевская А.А. Извержения кратеров Пийпа и некоторые вопросы дифференциации лав на Ключевском вулкане // Вулканизм и глубины Земли. М.: Наука, 1971. С. 157–160.
- Пийп Б.И. Состояние действующих вулканов Северной Камчатки в 1954 г. (за период с 1 января по 15 сентября) // Бюлл. вулканологических станций. 1956. № 24. С. 3–14.
- 10. Хренов А.П. Динамика извержений и процессы кристаллизации магм. М.: Наука, 1982. 130 с.
- Хренов А.П. Современный базальтовый вулканизм Камчатки (результаты аэрокосмические и петрологические исследований). Автореферат докторской диссертации, М.: ИГЕМ РАН, 2003. 40 с.

- 12. Хренов А.П. Современный вулканизм Ключевской группы вулканов (Камчатка) // Всероссийская конференция посвященная 125-летию со дня рождения академика А.Н. Заварицкого "Магматизм и рудообразование", 18–19 марта 2009, г. Москва.
- Хренов А.П., Ананьев В.В., Андреев В.Н., Озеров А.Ю. Петрологические особенности лав Ключевского вулкана // Вулканизм и связанные с ним процессы. Тезисы докладов VI BBC. Петропавловск-Камчатский. 1985.
- 14. Хренов А.П., Двигало В.Н., Кирсанов И.Т., Федотов С.А., Горельчик В.И., Жаринов Н.А. Ключевской вулкан. Действующие вулканы Камчатки. Т. 1. М.: Наука, 1991. С. 106–145.
- 15. Хренов и др. Новейший вулканизм: закономерности его активности и сопутствующие катастрофические следствия. Направление 2. Методы изучения вулканизма...// Изменение окружающей среды и климата колл. монография – Природные и связанные с ними техногенные катастрофы, 2007, С.35–80.
- 16. Хренов А.П., Богатиков О.А., Маханова Т.М. Мониторинг вулканической деятельности и сценарии извержений для наиболее активных вулканов Курило-Камчатского вулканического пояса, с целью выявления предвестников извержений и минимизации их последствий" // Экстремальные природные явления и катастрофы колл. Монография – Оценка и пути снижения негативных последствий экстремальных природных явлений, Т.1, М.: ИГЕМ РАН, 2010. С. 197–218.

469

VI. ГАЗО-ГИДРОТЕРМАЛЬНЫЕ ПРОЦЕССЫ И РУДООБРАЗОВАНИЕ \_\_\_\_\_

# ГИДРОТЕРМАЛЬНЫЕ ИЗМЕНЕНИЯ В ГАББРОИДАХ ВПАДИНЫ МАРКОВА (СРЕДИННО-АТЛАНТИЧЕСКИЙ ХРЕБЕТ, 6°С.Ш.)

© 2011 г. С. С. Абрамов, Е. О. Грознова

Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии и РАН, Москва, westabra@ya.ru

Изучены гидротермальные изменения связанные с сульфидными рудопроявлениями, выявленными на полигоне Сьерра-Леоне в осевой рифтовой долине Срединно-Атлантического хребта (впадина Маркова, 6° с.ш.) Была выполнена целая серия драгирований в районе впадины Маркова, где и выявлено сульфидное оруденение (полигон Сьерра-Леоне, в 10-м рейсе НИС "Академик Иоффе" в 2001–2002 гг. [Пущаровский и др., 2004] и 22-м рейс НИС "Профессор Логачев" в 2003 г. [Бельтенев и др., 2004]

\_\_\_\_\_

Среди драгированных магматических пород выявлено две ассоциации, присутствующие в форме интрузивных, субвулканических и вулканических образований: 1) базальты срединно-океанических хребтов (MORB) и их интрузивные аналоги; и 2) образования кремнеземистой Fe-Ti-оксидной серии, где ведущую роль играют Fe-Ti-оксидные габбронориты, а также встречены трондьемиты. Оруденение представлено относительно прожилкововкрапленным преимущественно халькопиритовым оруденением среди пренит-хлорит-эпидотовых метасоматитов, развитых по апогаббровым милонитам и катаклазитам, [Шарков и др. 2007, 2008].

Наиболее ранние изменения пород габбрового комплекса характеризуются развитием коричневокрасного амфибола, замещающего габбровый пироксен, хотя первые выделения подобного амфибола, несомненно, кристаллизуются из расплава как позднемагматический интерстициальный минерал. Этот амфибол ассоциирует со средне-кислым плагиоклазом иногда сферолитового строения, ІІт и Mag. Уже затвердевшие габброиды подвергаются изменениям с псевдоморфным замещением первичных минералов, а также развитием жилок, жилообразных агрегатов, сложенных актинолиттремолитовым амфиболом (X<sub>mg</sub> = 0.74), Ер, олигоклазом  $An_{16}$ ,  $Chl_1$ , титанитом и пиритом. Trem псевдоморфно замещает Срх и высокотемпературную Hbl, a Chl образует агрегаты неправильной формы мелкочешуйчатого строения.

Собственно рудная стадия представлена эпидозитами – кавернозными породами, сложенными преимущественно эпидотом, хлоритом, сульфидами и кварцем. Среди нерудных минералов преобладает *Ep*; *Chl* и *Qtz* находятся в подчиненных количествах (10–20 об. %). Эпидот резко зонален. *Sp* и *Ccp* образуют густую вкрапленность в Ep-Qtz (халцедоновидная разновидность с волнистым погасанием)-агрегате.

Минералы дорудной и рудной стадии подверглись интенсивной проработке растворами, производящими **пренитизицию** (родингитизацию). Практически все пренитизированные породы – это катаклазированные, брекчированные образования. Габброиды изменены наиболее сильно, так что в пределе процесс доходит почти до мономинеральных метасоматитов, сложенных пренитом, где доля реликтовых минералов, в частности, сульфидов, варьирует от 50 до 10 об. %. Кроме *Prh*, в них новообразованными являются *Trem* и *Chl*<sub>2</sub>, отличающийся от раннего хлорита волокнистым, войлочным строением и аномальной фиолетово-зеленой окраской.

Ультраосновные породы устойчивы к процессам пренитизации, и новообразованные минералы этой стадии проявляются только в виде диффузионных оторочек в серпентинитах вокруг пренитовых (*Prh*±*Trem*) жил, которые представляют собой результат полного замещения материала даек габброидов секущих ультраосновные породы. В околожильной части возникает характерная зональность (от серпентинита к пренитовой жиле): *Srp*+*Tlc*+*Mag*  $\rightarrow$  *Srp*+*Trem*+*Mag*  $\rightarrow$ *Srp*+*Trem*+*Chl*+*Prh*  $\rightarrow$  *Prh*+*Trem*+*Chl*. Мощность таких оторочек варьирует от долей сантиметра до 3–5 см при мощности жил 3–10 см.

При наложении пренитизации на оруденелые породы жильные минералы рудной стадии (Ер и Qtz) замещаются Prh. При пренитизации оруденелых габброидов в первую очередь замещаются эпидот и кварц (что указывает на слабощелочной характер растворов), а рудные минералы чаще всего сохраняются. В единичных образцах наблюдается тонкая кайма гематита на зернах пирита. Но чаще всего микроструктурные взаимоотношения показывают, что, вероятно, имеет место слабая коррозия рудных минералов пренитом. Об этом свидетельствует кавернозный тип срастаний рудных минералов с Prh, хотя однозначного вывода о таком типе замещения на основании только микроструктурных взаимоотношений сделать нельзя. Широкое развитие пренитизации в породах месторождения приводит к тому, что гидротермальная ассоциация минералов (*Ep-Qtz-Chl*), ответственная за осаждение рудных минералов, в значительной степени уничтожена.

При наложении пренитизации на серпенитиниты магнетит также замещается хлоритом, причем замещение носит псевдоморфный характер. Хлорит, замещающий магнетит, представлен более железистыми разновидностями (X<sub>mg</sub> = 0.60) в сравнении с хлоритом, развитым в основной массе серпентинитов ( $X_{mg} = 0.80 - 0.90$ ).

Кроме перечисленных изменений, выделяется тип "поздних" гидротермальных изменений. Такие породы выглядят как зеленовато-серые катаклазиты и милониты, сложенные преимущественно пренитом и реликтовыми минералами габброидов с характерным кавернозным пористым обликом, свидетельствующим о том, что данный тип изменения является приповерхностным выщелачиванием. Сульфидная минерализация в таких породах полностью замещена гидрокидами железа. В кавернах и крупных порах присутствует друзовая минерализация, представленная цеолитами и гидроокислами железа.

Таким образом, можно выделить следующие стадии гидротермального минералообразования: 1) ранние высокотемпературные Hbl-Pl ( $\pm Ilm$  u Mag)-изменения; 2) Ab-Trem-Chl-изменения с пиритом; 3) *Ер-Оtz-Chl*-метасоматиты (эпидозиты) с пиритом, халькопиритом и сфалеритом; 4) Pr-*Chl-Trem*-метасоматиты; 5) низкотемпературная цеолит-гидроокисная минерализация.

Процесс развития Prh-Chl-Trem-метасоматитов требует существенного привноса кальция в породу, благодаря чему метасоматиты этой стадии можно отнести к родингитам [Talbi et al., 1999]. Продукты преобразования 1-3 стадии в значительной степени уничтожены процессами пренитизации. Ранние метасоматиты (1-2 стадии) характеризуются псевдоморфным характером замещения и/или мелкими жилками в габбро. В отличие от них, развитие родингитов сопровождается интенсивным катаклазом и брекчированием пород, что указывает на перестройку плана деформаций на этой стадии.

Химический состав минералов из всех разновидностей метасоматических пород был изучен с помощью рентгеноспектрального микроанализа. Определения проводились на рентгеноспектральном микроанализаторе Camscan в МГУ (аналитики Е.В. Гусева и Н.А. Коротаева), и микроанализаторе Link-Jeol в ИГЕМ РАН (аналитик Е. В. Копороулина).

Амфиболы. В плагиоклаз- амфиболовых жилках, а также в интерстициях ранних габрровых минералов формируется коричнево – красный амфибол по составу близкий к паргаситу. Развитие амфибола подобного этому видимо типично для габбровых ассоциаций САХ [Talbe et al., 1999]. В идиоморфных кристаллах Amf наблюдается четкая зональность, характеризующаяся (от центра к краю зерен) уменьшением содержаний титатана и алюминия, и ростом железистости. Такой тип зональности, несомненно свидетельствует о кристаллизации на фоне падения температур. Поздний амфибол псевдоморфнозамещающий Срх и ранний амфибол по составу отвечает тремолиту.

Плагиоклаз сосуществующий с амфиболом варьирует по составу от An<sub>54</sub> до почти чистого альбита. Зерна магматического плагиоклаза подвергшиеся изменению в эту стадию приобретают узкую кайму (<1 мм) более кислого состава (An<sub>52-54</sub>) чем основная часть кристалла (An<sub>71-69</sub>). В пегматоидных габбро в интерстициях магматических минералов, образуется очень мелкий кислый плагиоклаз по размерам сопоставимый с амфиболом, в единичных случаях наблюдались сферолитоподбные кристаллы плагиоклаза по составу отвечающие An<sub>12</sub>.

Изученные составы амфибола и плагиоклаза варьируют в широком диапазоне что отражает вероятно большой диапазон температур при которых они образовывались. Температуры кристаллизации пары *Pl-Amf* оцененные по геотермометру Холланда и Бланди [Holland, Blandy, 1990] попадают в диапазон 800-450 °С. Такой диапазон температур свидетельствует о том что гидротермальные изменения габброидов начались сразу после их кристаллизации и непрерывно продолжались по мере охлаждения.

Эпидот характеризуются хорошо выраженной зональностью. В центральных частях зерен состав минерала соответствует Ep<sub>41-37</sub>Cz<sub>59-63</sub>, а в краевых – Ер<sub>23-12</sub>Сz<sub>77-88</sub>. Переход от зон, сложенных низкоглиноземистых разновидностями с низким содержанием глинозема к зонам, состоящими из разновидностей с высоким содержанием глинозема происходит на расстоянии в ≈10 мкм. Обнаруженная резкая зональность зерен эпидота свидетельствует о быстрой смене условий минералообразования. Уменьшение мольной доли Ca<sub>2</sub>Fe<sub>3</sub>Si<sub>12</sub>(OH) в эпидоте могло происходить при снижении химического потенциала кислорода при взаимодействии метабазитов с восстановленным и серосодержащим флюидом по схематической реакции (1):

$$Ep + S_2 = Csz + FeS_2 + Oz$$

 $Ep = Ca_2Fe_3Si_3O_{12}(OH) \cdot Ca_2Al_3Si_3O_{12}(OH),$ где  $Csz = Ca_2Al_2Si_3O_{12}(OH).$ 

Похожая зональность установлена в гидротермальных эпидозитах образованных по базальтам из фронтальной части впадины Тонга [Banerjee et al., 20001.

Состав хлорита определяется составом замещаемых темноцветных минералов В габбро его железистость выше чем у хлорита образовавшегося по серпентинитам. Например, в обр. 1124-38 в пренитхлоритовой жиле  $X^{Mg}_{Chl} = 60\%$ , тогда как в боковых пренитизированных серпентинитах  $X^{Mg}_{Chl} = 90\%$ (рис. 1). Хлорит замещающий магнетит в серпентинитах заметно более железистый чем хлорит заме-



Рис. 1. Соотношения температуры гомогенизации и солености во включениях в эпидоте и прените из зон гидротермальных изменений.

щающий тремолит. Наименее магнезиальные хлориты (Х<sup>мg</sup><sub>Chl</sub>=45%) отмечаются в зонах гидротермального изменения рудных (титанмагнетитовых) габбро (обр. 1163/62). Все изученные хлориты относятся к ряду дафнит-клинохлор.

Сравнение ранних и поздних хлоритов образовавшихся по габбровому материалу показывает что их составы систематически различаются. Поздний хлорит, образовавшийся вместе с пренитом этап, характеризуется низким содержание глинозема. Выявленное изменение химизма хлорита обусловлено двумя схемами изоморфизма, а именно:  $2Al_{VI} \rightarrow 3Mg$  и  $4Al_{IV} \rightarrow 3Si$ . Уменьшение мольной доли Al<sub>IV</sub> в составе хлорита обусловлено снижением температуры [Kranidiotis, McLean 1987, Cathelineau, 1988]. Температуры образования хлорита, рассчитанные по методикам, предложенным цитируемыми авторами, составили 200-220°С для ранней генерации и 160-180°С - для поздней генерации. Оценки температур (рис. 1) образования отчасти согласуются с данными изучения флюидных включений в измененных габброидах. Изучены включения в эпидоте, прените. Растворы были слабосолеными (2-4 мас. %- экв. NaCl.) Температуры гомогенизации попадают в два интервала – 250– 230 С (влючения в эпидозитах) и 210-200 С (включения в прените)

Пренит характеризуются незначительными колебаниями химического состава. Состав минерала соответствует почти чистому прениту: содержание минала  $Ca_2FeAlSi_3O_{10}(OH)_2$  изменяется от 3 до 7 мол. %. Это обусловлено тем что, в Ep-Pr ассоциации пренит всегда содержит меньше Fe<sup>3+</sup> чем сосуществующий с ним эпидот [Rose, Biord, 1987]. Клиноцоизитовые составы эпидота должны замещаться пренитом без существенного привноса –выноса компонентов, тогда как при замещении промежуточных составов эпидотов должно выноситься железо и фиксироваться в виде гематита и (или) хлорита.

Валовые составы измененных пород по мере развития метасоматических ассоциаций закономерно обогащаются кальцием; при этом валовые содержания железа остаются почти не изменяются, а магния уменьшаются. Очевидно, что описанные изменения происходили в присутствии флюида с низким содержанием углекислоты и серы, поскольку при взаимодействии пород с сульфат-сульфидным флюидом вместо пренита должен был образовываться ангидрид минерал типичный для обстановок осаждения черных курильщиков [Humphris et. al. 1998], а при повышении мольной доли углекислоты во флюиде устойчивым оказался бы кальцит.

Гидротермальные изменения в габброидах, начинались сразу после затвердевания пород и происходили, по- видимому, в интервале температур от 800 до 150°С. Такой температурный интервал изменений зафиксирован в офиолитах Троодоса [Gillis, Roberts, 1998] и при развитии вторичных безрудных изменений в габбро и катаклазированных пород в смежных с впадиной Маркова зонами Романш и Вима [Talbi et al., 1999], а также детально описан в других океанических объектах [Силантьев, 1998].

В нашем случае наблюдается примерно сходный сценарий изменений: ранние изменения – амфиболизация пироксенов и раскисление плагиоклаза магматических пород – сменяются более низкотемпературными, приводящими к образованию метабазитов (ассоциация Hbl+кислый Pl+Ep+Ttn+Chl+Prh) и охватывают диапазон температур от 800 до 200°С. Таким образом, длительный по температуре интервал гидротермальных процессов не всегда приводит к рудообразованию, просто отражая процесс охлаждения магматических образований.

Собственно рудная минерализация во впадине Маркова связана с эпидотизацией. Вторичные изменения основных пород с появлением эпидота типичны при развитии колчеданного оруденения [Hannington et al, 1998], и рассматриваются как корневые рудоконцентрирующие зоны [Gillis, Robinson, 1988]. Предполагается что именно в таких обстановках происходит выщелачивание рудных компонентов восстановленным флюидом из уже затвердевших магматических пород. Очень красноречивы в этом отношении описания эпидозитов на дне впадины Тонга, которые по сравнению с неизменными базальтами значительно деплетированы в отношении Cu и Zn [Banerjee et al., 2000]. Восстановленный характер флюидов в этих эпидозитах следует из зональности эпидота (Ер в ядре, Сго в краях). Подобная зональность установлена нами и в эпидозитах впадины Маркова.

Основная рудная минерализация на месторождениях колчеданного типа и в разбуренной гидротермальной системе ТАГ осаждается вместе с аргиллизитами и/или вторичными кварцитами [Hannington et al, 1998]. Эти изменения развиты в центральной части рудной системы, питающей активный канал курильщика. Среди драгированных измененных пород впадины Маркова такие метасоматиты не обнаружены, либо единичны (находки барита и ангидрита в шлихах). Можно предположить, что верхняя оруденелая часть с кварцевым ядром размыта, а изучению здесь доступна только нижняя часть, выведенная на поверхность при формировании рельефа впадины. Но в этом случае обломки и следы таких измененных пород все равно должны были бы обнаружены либо драгированием, либо в рыхлых отложениях впадины.

Другое объяснение может состоять в том, что процессы рудообразования здесь были остановлены из-за тектонических движений, вызвавших катаклаз и дробление пород, сопровождавшихся интенсивной пренитизацией. Судя по наблюдаемым взаимоотношениям, образование родингитов происходит непосредственно вслед за эпидотизацией, что указывает на небольшой временной интервал между этими стадиями изменений. В противном случае родингиты должны были бы накладываться на низкотемпературные метасоматиты, связанные с охлаждением флюидов, производящих изменения различных стадий. Судя по температурам образования хлоритов из эпидозитов и родингитов, температурный перерыв между этими стадиями составляет 50–70°С. Такое небольшое, но заметное снижение температуры минералообразования могло быть связано с быстрым поступлением морской воды по системе новообразованной трещиноватости и катаклаза. Эти растворы разбавляли рудоносный флюид, приводя к прекращению рудообразующих процессов и интенсивному замещению минералов ранних стадий пренитом.

Как показано выше, возникающая при этом метасоматическая зональность характеризуется выносом Si, Mg и Na и привносом Ca и Fe. Вполне возможно, что такой (родингитовый) тип изменений характерен и для других гидротермальных систем дна океана. Об этом свидетельствуют результаты изучения составов гидротермального плюма Рейнбоу, где в наиболее молодых горячих порциях потока с положительной плавучестью установлены аномально высокие (по сравнению с образцами из водяных плюмов с нейтральной плавучестью) концентрации Si, Mg, Na, H2S и халькофильных элементов при низких концентрациях Mn, Ca, V, Y и REE [Edmonds, German, 2004]. Таким образом, если химизм водяного плюма отражает результат взаимодействия гидротермального потока с породами, то имеет место аналогия с химическими изменениями, приводящими к родингитизации метабазитов.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- 1. Бельтенев В.Е., Иванов В.Н., Сколотнев С.Г. и др. Новые данные о сульфидных рудопроявлениях в рифтовой впадине Маркова на Срединно-Атлантическом хребте, Экваториальная Атлантика (6° с.ш.) // Докл. РАН, 2004. Т. 395. № 2. С. 215–220.
- Пущаровский Ю.М., Сколотнев С.Г., Пейве А.А. и др. Геология и металлогения Срединно-Атлантического хребта: 5–7°С.ш. М.: ГЕОС, 2004. 151 с.
- Шарков Е.В., Абрамов С.С., Симонов В.А., Кринов Д.И., Сколотнев С.Г., Бельтенев В.Е., Бортников Н.С. Гидротермальные изменения и сульфидная минерализация в габброидах впадины Маркова (Срединно-Атлантический хребет, 6ОС.Ш.)// Геология рудных местрождений. 2007, № 6. стр. 535–558
- 4. Шарков Е.В., Шатагин К.Н., Красивская И.С. и др. Пиллоу лавы полигона Сьерра-Леоне, Срединно-Атлантический хребет, 5°-7°С.ш.: Sr-Nd изотопная систематика, геохимия и петрология // Петрология. 2008. № 4. С. 356-375.

# VI. ГАЗО-ГИДРОТЕРМАЛЬНЫЕ ПРОЦЕССЫ И РУДООБРАЗОВАНИЕ \_\_\_\_\_

# ГЕНЕЗИС УГЛЕРОДИСТО-КРЕМНИСТЫХ ПРОСЛОЕВ В РУДОВМЕЩАЮЩЕЙ ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНОЙ ТОЛЩЕ САФЬЯНОВСКОГО МЕДНОКОЛЧЕДАННОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (СРЕДНИЙ УРАЛ)

# © 2011 г. А. Л. Анфимов\*, Е. И. Сорока\*, Н. С. Ярославцева\*\*, С. П. Главатских\*

\*Институт геологии и геохимии Уро РАН, Екатеринбург, anfimov@igg.uran.ru \*\*Институт минералогии УрО РАН, Muacc, nata@ilmeny.ac.ru

Углеродисто-кремнистые отложения присутствуют в рудовмещающей толще Сафьяновского месторождения в виде прослоев мощностью от 0.1 до 1.5 м, чередующихся с песчаниками и измененными вулканогенными и вулканогенно-осадочными породами [Ярославцева, 2008]. По данным Прокина В.А. и др. [2003], в карьере рудовмещающая толща сложена вулканитами кислого и среднего состава с прослоями вулканогенно-осадочных пород раннесреднедевонского возраста. Образцы для изучения были отобраны в карьере в южной части рудного тела между разведочными линиями 2 и 5, горизонты 170, 157, 110, 100. Микроскопические исследования углеродисто-кремнистых отложений показали, что они представлены туффитами псефитопсаммитовыми кристалло-литокластическими и пелитолитовыми, сложенными угловатыми обломками кварца, кристаллами плагиоклаза, угловатоокатанными обломками риодацитов, раковинами

фораминифер, радиолярий и скоплениями углеродистого вещества (рис. 1). Основная масса тонкодисперсная, представлена теми же минералами и обломками пород, а также хлоритом, гидрослюдами и рассеянным углеродистым веществом. Чешуйки гидрослюд достаточно хорошо видны под электронным микроскопом в основной массе (рис. 3). На широкое распространение кремнистых туффитов в надрудной части разреза кремнекислого комплекса Сафьяновского месторождения указывала Р.Г. Язева и др. [1992]. По нашим данным туффиты распространены и в рудовмещающей толще.

Ранее описанные девонские фораминиферы с секреционными стенками связаны с толщами карбонатных пород. В этом случае стенки раковины и ее внутренняя полость сложены кальцитом, заместившим в процессе литогенеза ложный хитин или псевдохитин – особое органическое вещество, представляющее собой продукт выделения экто-



Рис. 1. Туффит псефито-псаммитовый кристаллолитокластический, видны угловатые обломки кварца, кристаллы плагиоклаза, округлые раковины фораминифер, замещенные кварцем, обломки риодацитов, углеродистое вещество. Средний Урал, Сафьяновское месторождение, шлиф Saf 07 I-22, поляризованный свет, увеличение 70. Восточная стенка карьера между разведочными линиями 5 и 6, горизонт 157.



Рис. 2. Раковина фораминиферы Parathurammina aff. tamarae L. Petrovae, 1981 в осветленном слойке псаммитового кристалло-литокластического туффита из углеродисто-кремнистой толщи, видно концентрически слоистое строение стенки, сосочковидные устья. Средний Урал, Сафьяновское месторождение, шлиф Saf 07 I-22, естественный свет, увеличение 180. Восточная стенка карьера между разведочными линиями 5 и 6, горизонт 157.

плазмы [Фурсенко, 1978]. В ископаемом состоянии раковины из псевдохитина сохраняются исключительно редко; они известны из ордовикских и силурийских известняков Прибалтики и некоторых других местонахождений. Дальнейшее изучение показало, что найденные раковины фораминифер морфологически сходны с Parathurammina tamarae L. Petrovae, 1981, которая ранее была определена в окрестностях Сафьяновского месторождения как Parathurammina aff. tamarae L. Petrovae, 1981 в скважинах П-23 на гл. 283.2–338 м и 2142 на гл. 180– 187.6 из обломков органогенных известняков, приуроченных к зоне Режевского шарьяжа [Коровко и др., 1999]. Найденные в карьере экземпляры имеют наружный диаметр в 0.1-0.21 мм, внутренний диаметр 0.08-0.18 мм, трехслойную стенку толщиной 0.005-0.028 мм (рис. 2), короткие сосочковидные, реже средней длины устьевые возвышения высотой 0.01-0.066 мм, количество устьев в разных сечениях изменяется от 1-2 до 8; всего были определены размеры 23 раковин [Анфимов и др., 2011]. В одном сечении наблюдается диск прикрепления. Найденные в карбонатных породах разных регионов фораминиферы Parathurammina tamarae L. Petrovae, 1981, имеют большие размеры: наружный диаметр 0.27-0.6 мм, толщину стенки 0.014-0.045 мм, высоту устьевых возвышений 0.03-0.07 мм, количество vстьев 8-16. стенки и внутренняя полость раковины выполнены кальцитом [Задорожный, 1987; Петрова, 1981]. У нескольких раковин также присутствует диск прикрепления, что позволяет предположить, что данные фораминиферы относятся к прикрепленному бентосу.

По результатам изучения на сканирующем электронном микроскопе JSM-6390LV (JEOL) с ЭДСспектрометром Inca Energy 450 в Институте геологии и геохимии УрО РАН стенка раковин сложена апатитом и кварцем, внутренняя часть раковины выполнена также кварцем и апатитом (рис. 3). Можно предполагать, что первичные стенки имели концентрически слоистое строение и были сложены псевдохитином и кальцитом, а в процессе литогенеза произошло их замещение апатитом и кварцем (рис. 2). На рис. 3 первичная стенка состоит из черных, серых и светло-серых слоев. Светло-серые слои, видимо, были сложены органическим веществом, в настоящее время замещенным апатитом, черные слои соответствуют выщелоченному кальциту, серые слои в настоящее время представлены кварцем, заместившим первичный кальцит. В дальнейшем концентрически слоистые стенки раковин были повторно замещены шестоватым агрегатом минералов группы апатита (рис. 3). Процессы замещения были неоднократными: помимо повторного замещения стенок раковин апатитом, происходил процесс окварцевания.

На рис. 4 мы видим вышедшую через устье раковины эктоплазму, замещенную кварцем. Предпо-



Рис. 3. Устьевое возвышение раковины Parathurammina aff. tamarae L. Petrovae, 1981, видны: серое – кварц, светло-серое – шестоватые кристаллы апатита, заместившие псевдохитиновый слой, черное – выщелоченный слой кальцита, в правой части снимка – чешуйки гидрослюды темно-серого цвета. Средний Урал, Сафьяновское месторождение, аншлиф Saf 07 I-24 а из пелитолитового туффита, снимок сделан на сканирующем электронном микроскопе JSM-6390LV (JEOL) с ЭДС-спектрометром Inca Energy 450 в Институте геологии и геохимии УрО РАН (оператор Главатских С.П.).



Рис. 4. Раковина фораминиферы *Parathurammina aff. tamarae* L. Petrovae, 1981, видны три устья, слева вверху из устья наблюдается выход замещенной кварцем эктоплазмы. Средний Урал, Сафьяновское месторождение, аншлиф Saf 07 I-24 а, снимок сделан на сканирующем электронном микроскопе JSM-6390LV (JEOL) с ЭДС-спектрометром Inca Energy 450 в Институте геологии и геохимии УрО РАН (оператор Главатских С.П.).

ложительно, на первом этапе цитоплазма была замещена кальцитом. Выход эктоплазмы через устье в окружающую среду наблюдается достаточно редко. По мнению Б.И. Чувашова [1968], при таком яв-

ВУЛКАНИЗМ И ГЕОДИНАМИКА, Екатеринбург, ИГГ УрО РАН, 2011

лении эктоплазма покрывает поверхность раковины тонким слоем и впоследствии выделяет еще одну секреционную стенку. В таком случае первично однослойная стенка становится трехслойной, как это и наблюдается у Parathurammina tamarae L. Petrova, 1981. Такие случаи Б.И. Чувашов относит к "уродствам", вызванным аномальными условиями жизни паратураммин. Дополнительно учитывая уменьшенные размеры раковин некарбонатных фораминифер, а также небольшое количество устьев, это можно объяснить неблагоприятными условиями обитания в мелководном морском бассейне, где карбонатное осадконакопление подавлено за счет формирования вулканогенно-осадочных и вулканогенных пород. Мелководность бассейна осадконакопления доказывается также и тем, что в случае более или менее глубоководного морского бассейна мы наблюдали бы не однообразные бентосные фораминиферы, а разнообразные их сообщества со значительным участием планктонных форм.

По данным [Сорока и др., 2010], накопление органического вещества в породах Сафьяновского месторождения происходило в мелководно-морских условиях, где в результате отложения насыщенных органикой илов формировались кремнистокарбонатно-глинистые образования – доманикиты. УВ доманикитов относится, в основном, к классу сапропелитов, иногда к смешанному типу - группе сапропелито-гумитов и гумито-сапропелитов.. Дополнительным подтверждением мелководности бассейна является то, что в девонском периоде накопление углистого вещества (УВ), ввиду незначительного распространения наземной растительности, ограничивалось преимущественно участками прибрежной суши (паралическое угленакопление). Следовательно, исходным материалом для органического вещества в значительной степени служили морские водоросли, приуроченные к фотической зоне морских бассейнов.

Рагаthurammina tamarae L. Petrovae, 1981 на Урале известна в известняках лангурского и высотинского горизонтов (эйфель-живет) в Ивдельском и Североуральском районах [Петрова, 1981]. Десятки экземпляров хорошей сохранности были найдены в известняках живетского яруса юго-восточной части Западно-Сибирской равнины и шандинского горизонта (верхняя часть эмсского – нижняя часть эйфельского яруса) Салаира [Задорожный, 1987]. В Западной Сибири описываемый вид приурочен к фораминиферовой зоне *Вукоvaella bykovae – Аиroria sphaerica*, охватывающей верхнюю часть эйфельского и весь живетский ярусы.

Углеродисто-кремнистые отложения Сафьяновского месторождения представлены туффитами среднего-кислого состава, подвергшимися вторичным изменениям, в частности, окварцеванию. Их образование шло в прибрежных мелководных условиях морского бассейна с нарушенной соленостью в эйфельско-живетское время.

Работа выполнена при поддержке Интеграционного проекта УрО и СО РАН "Эволюция рудообразующих систем древних "черных курильщиков" Сибири и Урала" и гранта РФФИ 09-05-00344.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Анфимов А.Л., Сорока Е.И., Ярославцева Н.С. Условия формирования рудовмещающей толщи Сафьяновского медноколчеданного месторождения Среднего Урала // Мат-лы Всеросс. науч. конф., посвященной 100-летию С.Н. Иванова. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2011. С. 6–10.
- Задорожный В.М. Фораминиферы и биостратиграфия девона Западно-Сибирской плиты и ее складчатого обрамления // Тр. Ин-та геологии и геофизики, вып. 680. Новосибирск: Наука, 1987. С. 21–22
- Коровко А.В., Постоялко М.В., и др. Стратиграфия и фауна образований девона и карбона Сафьяновского рудного поля Средний Урал) // Проблемы стратиграфии и палеонтологии Урала: Сб. науч. тр. Екатеринбург: Минприроды РФ, Комприроды по Свердловской обл., ОАО УГСЭ, 1999. С. 136–141
- Петрова Л.Г. Фораминиферы среднего девона восточного склона Урала // Палеозой Западно-Сибирской низменности и ее горного обрамления: Сб. науч. тр. Новосибирск: Наука, 1981. С. 81–101
- Прокин В.А., Молошаг В.П., Малюгин В.А. Зональность Сафьяновского медноколчеданного месторождения // Ежегодник –2002: Информационный сборник научных трудов. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2003. С. 294–300.
- Сорока Е.И., Молошаг В.П., Леонова Л.В., Петрищева В.Г., Ярославцева Н.С. Кремнистоуглеродистые отложения рудовмещающей толщи Сафьяновского медноколчеданного месторождения (Средний Урал) // Ежегодник –2009: Тр. ИГГ УрО РАН, вып. 157. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2010. С. 250–254.
- Фурсенко А.В. Введение в изучение фораминифер. Тр. Института геологии и геофизики СО АН СССР, вып. 391. Новосибирск: Наука, 1978. С. 49–63
- Чувашов Б.И. История развития и биономическая характеристика позднедевонского бассейна на западном склоне Среднего и Южного Урала. М.: Наука, 1968. 132 с.
- Язева Р.Г., Молошаг В.П., Бочкарев В.В. Геология Сафьяновского колчеданного месторождения (Средний Урал). Препринт. Екатеринбург: УрО РАН. 71 с.
- 10. Ярославцева Н.С. Характеристика рудовмещающей толщи Сафьяновского медноколчеданного месторождения, Средний Урал (на примере кремнистоуглеродистых отложений) // Типы седиментогенеза и литогенеза и их эволюция в истории Земли: матлы 5-го Всеросс. Литол. Совещ. Т. II. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2008. С. 476–479.

ВУЛКАНИЗМ И ГЕОДИНАМИКА, Екатеринбург, ИГГ УрО РАН, 2011

# ТЕРМОДИНАМИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ ГИДРОТЕРМАЛЬНОЙ СИСТЕМЫ КУРИЛО-КАМЧАТСКОЙ ОСТРОВНОЙ ДУГИ

## © 2011 г. М. В. Артименко, К. В. Чудненко, Г. П. Королева

Институт геохимии им А.П. Виноградова СО РАН, Иркутск, greta@igc.irc.ru

Области современного вулканизма, приуроченные к островодужным геотектоническим обстановкам, характеризуются наличием гидротермальных систем. На юге Камчатского полуострова находится долгоживущий центр эндогенной активности, который в структурно-геологическом плане представляет собой аккумулятивный тектонический свод с вулканогенно-тектонической депрессией в центре [Долгоживущий ..., 1980]. В четвертичном периоде начался современный этап вулканической активности, который проявился, в частности, в образовании вулканического хребта Камбальный. В настоящее время вдоль осевой зоны хребта располагаются несколько термопроявлений (от Северно- до Южно-Камбального), а на его северном склоне - горячие ключи и месторождение парогидротерм в долине реки Паужетки (термальные поля Верхне-, Восточно-, Нижне- и Южно-Паужетское). Разгрузка термальных вод происходит в виде гейзеров, парогазовых струй, грязевых котлов и парящих грунтов [Структура..., 1993]. В предлагаемой модели, которая является общей для гидротермальных систем Камчатки, для контроля достоверности мы ориентировались на геологические и гидрогеологические данные по Паужетскому месторождению.

Моделирование проводилось с помощью модуля "Многорезервуарная динамика" программного комплекса Селектор-С, который основан на минимизации энергии Гиббса [Чудненко, 2010]. В качестве алгоритма расчета химического равновесия и оценки стабильности фаз применяется метод внутренних точек [Кагроv et al., 1997].

Моделируемая система состоит из 28 независимых компонентов: Al, Ar, B, Br, C, Ca, Cl, Mn, F, Fe, He, I, Au, Ag, As, K, Mg, N, Na, Ne, I, P, S, Si, Sr, Ti, H, O, e. Исходный список зависимых компонентов, потенциально возможных в рассчитываемом равновесии, насчитывает 205 компонентов водного раствора, 23 газа и 136 минералов. Стандартные термодинамические свойства компонентов водного раствора [Sverjensky et al., 1997; Shock et al., 1997 и др.], газов [Reid et al., 1977] и минералов [Berman, 1988; Yokokawa, 1988 и др.] пересчитывались для повышенных температур и давлений с помощью модифицированного уравнения HKF [Helgeson et al., 1981] и других уравнений теплоемкости.

На рис. 1 представлена концептуальная модель гидротермальной системы Курило-Камчатской

островной дуги. Исследуемая гидротермальная система условно была разделена на 6 зон [Mitchel, Leach, 1991]: первичных хлоридно-натриевых гидротерм, конвективную, двухфазную (в русскоязычной литературе ее принято называть пародоминирующим резервуаром), вадозную зоны и поверхность. Необходимое количество модельных резервуаров представляет каждую зону.

Зону первичных глубинных хлоридно-натриевых гидротерм представляет модельный резервуар № 1. В модели принято предположение, что источниками глубинных хлоридно-натриевых гидротерм являются: магматический флюид, субдуцированные морские осадки и инфильтрующиеся метеорные воды. Считается, что кровля магматической интрузии в пределах Паужетской гидротермальной системы находится на глубине 2–2.5 км [Структура..., 1993]. Согласно Лоулиссу температура в данной обстановке может достигать 500-600°С. Химический состав первичных хлоридно-натриевых гидротерм был принят по данным Калачевой Е.Г. и Королевой Г.П. [Каlacheva et al., 2010]. Их минерализация была определена как 2642.0 мг/л и pH = 8.05. В результате расчетов с помощью программного комплекса исходный флюид в модельном резервуаре № 1 имеет следующие основные характеристики (табл. 1).

На основе аналитически измеренных концентраций стандартного набора анионов и катионов для глубинных термальных вод из скважин Паужетского месторождения [Kalacheva et al., 2010] в результате моделирования были предложены следующие формы нахождения вещества в растворе в концентрациях от 0.01 мг/кгH<sub>2</sub>O и выше: Na<sup>+</sup>, NaOH<sup>0</sup>, NaCl<sup>0</sup>, NaHSiO<sub>3</sub><sup>0</sup>, NaSO<sup>4–</sup>, K<sup>+</sup>, KOH<sup>0</sup>, KSO<sup>4–</sup>, KHSO4<sup>0</sup>, KCl<sup>0</sup>, MgOH<sup>+</sup>, MgCl<sup>+</sup>, CaOH<sup>+</sup>, CaSO<sub>4</sub><sup>0</sup>, CaCl<sup>+</sup>, CaCl<sub>2</sub><sup>0</sup>, B(OH)<sub>3</sub><sup>0</sup>, NaB(OH)<sub>4</sub><sup>0</sup>, HSO<sup>4–</sup>, Cl<sup>–</sup>, HCl<sup>0</sup>, CO<sub>2</sub><sup>0</sup>, N<sub>2</sub><sup>0</sup>, O<sub>2</sub><sup>0</sup>, SiO<sub>2</sub><sup>0</sup>, H<sub>2</sub>O<sup>0</sup>.

В конвективной зоне первичные хлориднонатриевые гидротермы поднимаются вверх по трещинам тектонического происхождения. Определенная часть восходящего потока неизбежно будет

Таблица 1. Основные результаты моделирования для зоны первичных хлоридно-натриевых гидротерм

Температура,°С	500.00	pН	8.3263
Давление, бар	600.00	минерализация,	2049.9
		мг/ кгH2O	
Eh, B	-0.1653		



Рис. 1. Концептуальная модель магматогенно-гидротермальной системы Курило-Камчатской островной дуги.

вступать во взаимодействие с породами. Этот процесс представляет модельный резервуар № 2. Температура для него была принята 350°С [Писарева, 1987]. Химический состав вмещающих андезитобазальтов – по данным Иванова Б.В. [2008]. В результате моделирования получено: рН равен 6.4; минерализация – 2967.135 мг/кг H<sub>2</sub>O;.равновесная минеральная ассоциация: кварц, апатит, калишпат, ильменит, амфибол, плагиоклаз и биотит.

Двухфазная зона - это область перехода жидкость-газ. По мере подъема глубинных хлориднонатриевых гидротерм к поверхности давление падает, что приводит к вскипанию раствора и отделению водяного пара и других газов (главным образом, СО<sub>2</sub> и, в меньших количествах, H<sub>2</sub>S) от гидротерм. Зона вскипания для Паужетского месторождения парогидротерм рядом исследователей [например, Структура..., 1993] определена на глубине от 25 до 125 м от поверхности. Для модельного резервуара № 3 давление было принято 38 бар и температура 200°С. Расчеты показали, что равновесной минеральной ассоциацией является кварцкалишпат. Именно кварц-адуляровая ассоциация известна как наиболее характерная индикаторная минеральная ассоциация двухфазной зоны на этом месторождении парогидротерм.

Фреатическая зона представляет собой ряд горизонтов подземных вод. На Паужетке имеется два водоносных горизонта: нижний сложен третичными полимиктовыми песчаниками, верхний состоит в свою очередь из 2 подуровней. 1-ый подуровень – это туфобрекчии андезитов и базальтов, 2-ой – псефитовые туфы дацитов. Модельный резервуар № 4 представляет конденсат пароводяной смеси в псефитовых туфах дацитов. Их химический состав взят по данным С.И. Набоко и др. [1965]. Температура задана 200°С [Аверьев, 1961; Сугробов, 1964]. Давление принято 20 бар, исходя из того, что псефитовые туфы дацитов залегают на глубине от 100 до 340 м [Набоко и др., 1965]. По расчетам рН гидротермального раствора составляет 6.8; минерализация – 4047.5 мг/кг H<sub>2</sub>O; равновесная минеральная ассоциация: пирит, ломонтит, кварц, иллит, сфен, клинопироксен, ильменит, Na-амфибол и плагиоклаз. Известно, что для данного водоносного подуровня превалирующим типом гидротермального метаморфизма является цеолитизация и фельдшпатизация. Варьируя температуры и давления (в пределах глубин залегания псефитовых туфов дацитов), можно получить минеральные ассоциации, которые будут в некоторой степени отличаться друг от друга. Например, при 150°С и 20 барах к вышерассмотренной минеральной ассоциации добавляются клинохлор и пренит.

В вадозной зоне (зоне аэрации) происходит каолинизация с образованием красных глин (каолинит + гидрогематит), голубых и серых глин (каолинит + пирит). Модельный резервуар № 9 представляет конденсат пароводяной смеси в вадозной зоне.

Так как смешение гидротерм является важной предпосылкой для отложения рудных металлов, то нами был смоделирован процесс смешения конденсатов пароводяной смеси с более холодными подземными водами. Например, в модельный резервуар № 5 фреатической зоны поступают метеорные воды (дождевая вода или вода ручья) и взаимодействуют с вмещающими породами. Полученная подземная вода смешивается с конденсатом пароводяной смеси модельного резервуара № 4 в модельном резервуаре № 6.

Модельные резервуары № 7, 8, 12–14 представляют выходы термальных вод на поверхность: от крупных кипящих пароводяных источников до рассредоточенных выходов термальных вод с температурой 80–90°С и ниже.

Таким образом, разработанная термодинамическая модель гидротермальной системы островных дуг учитывает все основные потоки и процессы. Тестирование и верификация предлагаемой модели на основе данных по Паужетской магматогенногидротермальной системе позволяет сделать вывод о высокой степени достоверности полученных результатов. Возможность задания химических составов вмещающих пород и хлоридно-натриевых гидротерм, определенных для других гидротермальных систем Камчатки, делает предлагаемую модель достаточно универсальной. Дальнейшее расширение предлагаемой модели за счет рудных компонентов позволит оценить с помощью моделирования металлоносность гидротерм Паужетской и других гидротермальных систем Курило-Камчатской островной дуги.

Работа выполнена при поддержке интеграционного проекта СО и ДВО РАН № 117.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Аверьев В.В. Условия разгрузки Паужетских гидротерм на юге камчатки // Труды Лабор. вулкан. АН СССР. 1961. Вып. 19.
- Долгоживущий центр эндогенной активности южной Камчатки. М.: Наука. 1980. 172 с.
- Иванов Б.В. Андезиты Камчатки: справочник химических анализов вулканитов и основных породообразующих минералов. М.: Наука. 2008. 470 с.

- Набоко С.И., Карпов Г.А., Розникова А.П. Гидротермальный метаморфизм пород и минералообразование // В кн.: Паужетские горячие воды на Камчатке. М.: Наука. 1965. С. 76–119.
- 5. Писарева М.В. Зона природного пара Нижнекошелевского геотермального месторождения // Вулканология и сейсмология. 1987. № 2. С. 52–63,
- 6. Структура гидротермальной системы. М.: Наука. 1993. 298 с.
- Сугробов В.М. Паужетские гидротермы Камчатки как пример высокотемпературной водонапорной системы // В сб.: Гидрогеотермические условия верхней части земной коры. М.: Наука. 1964.
- 8. **Чудненко К.В.** Термодинамическое моделирование в геохимии: теория, алгоритмы, программное обеспечение, приложения. Новосибирск: Академическое издательство "Гео". 2010. 287 с.
- Berman R.G. Internally-consistent thermodynamic data for minerals in the system Na O-K O-CaO-MgO-FeO-Fe O -Al O -SiO -TiO -H O-CO //<sup>2</sup> Journal of Petrology.<sup>2</sup>1988. V.<sup>3</sup>29. P.<sup>2</sup>445–522.
- Helgeson H.C., Kirkham D.H., Flowers G.C. Theoretical prediction of the thermodynamic behavior of aqueous electrolytes at high pressures and temperatures: IV. Calculation of activity coefficients, osmotic coefficients, and apparent molal and standard and relative partial molal properties to 600°C and 5 kb // American Journal of Science. 1981. V. 281. P. 1249–1516.
- Kalacheva E.G., Koroleva G.P., Rychagov S.N. Geochemistry of thermal waters of Pauzhetsky-Kambalny-Koshelevsky geothermal area (Southern Kamchatka, Russia) // Proceedings World Geothermal Congress 2010. Bali, Indonesia. 25–29 April 2010. 5 p.
- Karpov I.K., Chudnenko K.V., Kulik D.A. Modeling chemical mass transfer in geochemical processes: thermodynamic relations, conditions of equilibria, and numerical algorithms // American Journal of Science. 1997. V. 297. P. 767–806.
- 13. Mitchell, A.H.G., Leach, T.M., 1991, Epithermal gold in the Philippines; island arc metallogenesis, geothermal systems and geology: London. Academic Press. 457 p.
- Reid R.C., Prausnitz J.M., Sherwood T.K. The properties of gases and liquids. 3d edition. New York: Mc-Graw-Hill Book Company. 1977. 592 p.
  Shock E.L., Sassani D.C., Willis M., Sverjensky D.A.
- Shock E.L., Sassani D.C., Willis M., Sverjensky D.A. Inorganic species in geologic fluids: correlations among standard molal thermodynamic properties of aqueous ions and hydroxide complexes // *Geochimica et Cosmochmica Acta*. 1997. V. 61. P. 907–950.
- Sverjensky D.A., Shock E.L., Helgeson H.C. Prediction of the thermodynamic properties of aqueous metal complexes to 1000°C and 5 kb // *Geochimica et Cosmochmica Acta*. 1997. V. 61. P. 1359–412.
- 17. Yokokawa H. Tables of thermodynamic properties of inorganic compounds // Journal of the national chemical laboratory for industry. Tsukuba Ibaraki 305. Japan. 1988. V. 83. P. 27–121.

## ———— VI. ГАЗО-ГИДРОТЕРМАЛЬНЫЕ ПРОЦЕССЫ И РУДООБРАЗОВАНИЕ ————

# ФОРМЫ НАХОЖДЕНИЯ ВЕЩЕСТВА В МАГМАТОГЕННО-ГИДРОТЕРМАЛЬНОМ РАСТВОРЕ В РАЗЛИЧНЫХ ТЕРМОДИНАМИЧЕСКИХ ОБСТАНОВКАХ

# © 2011 г. М. В. Артименко

Институт геохимии им А.П. Виноградова СО РАН, Иркутск, greta@jgc.irc.ru

Существование магматических систем Курило-Камчатской островной дуги обуславливают вулканическую активность, образование зон регионального метаморфизма и формирование высокотемпературных магматогенно-гидротермальных систем. На северном склоне вулканического хребта Камбальный, расположенного в юго-западной части Камчатского полуострова, находится Паужетское геотермальное месторождение. По типу вод его гидротермы относятся к хлоридно-натриевым с рН от 7.6 до 8.2, температурой воды на устье скважины 92–98°С и минерализацией 3–3.5 г/л [Kalacheva et al., 2010]. Общий химический анализ излившегося из скважины ГК-3-1/08 хлоридно-натриевого гидротермального раствора был проведен в Аналитическом Центре Института вулканологии и сейсмологии ДВО РАН. Минерализация анализируемого раствора составила 2642 мг/л, pH = 8.05 [рабочие материалы Г.П. Королевой].

Для определения возможных форм нахождения вещества в гидротермальном растворе была построена физико-химическая модель с помощью программного комплекса Селектор-С [Чудненко, 2010]. Ставилась задача оценить количественное содержание компонентов раствора в зависимости

Таблица 1. Химический состав по независимым компонентам гидротермального раствора, излившегося из скважины ГК-3-1/08 Паужетского геотермального месторождения

независимый	содержание, моль					
	присутствие	отсутствие				
компонент	воздуха	воздуха				
Ar	0.0320900	-				
В	2.3000e-06	2.3000e-06				
С	0.0018114	0.0007754				
Ca	0.0010458	0.0010458				
Cl	0.0326871	0.0326871				
K	0.0018268	0.0018268				
Mg	8.3956e-07	8.3956e-07				
N	5.3948139	0.0000339				
Na	0.0312659	0.0312659				
Ne	0.0000616	_				
S	0.0008163	0.0008163				
Si	5.0000e-06	5.0000e-06				
Н	111.023338	111.0233380				
0	56.9664902	55.5180182				

не только от температуры и давления, но и от наличия/отсутствия атмосферного воздуха. Атмосферный воздух неизбежно присутствует в исследуемой системе: при проведении химического анализа в лаборатории, при излиянии гидротермального раствора на поверхность, в приповерхностных условиях зоны аэрации, при наличии трещин тектонического происхождения на относительно небольших глубинах. На основе результатов общего химического анализа был рассчитан химический состав исследуемого гидротермального раствора с учетом присутствия 0.1 моль атмосферного воздуха и без него (Табл. 1).

Итак, независимые компоненты системы "хлоридно-натриевый гидротермальный раствор" представлены в табл. 1. Исходный список зависимых компонентов, потенциально возможных в рассчитываемом равновесии, насчитывает 205 компонентов водного раствора, 23 газа и 84 минерала. Стандартные термодинамические свойства компонентов водного раствора [Sverjensky et al., 1997; Shock et al., 1997 и др.], газов [Reid et al., 1977] и минералов [Berman, 1988; Yokokawa, 1988 и др.] пересчитывались для повышенных температур и давлений с помощью модифицированного уравнения HKF [Helgeson et al., 1981] и других уравнений теплоемкости.

Результаты имитационного моделирования представлены в табл. 2. Температура 450°С и давление 600 бар соответствуют термодинамическим условиям зоны глубинных первичных хлориднонатриевых гидротерм; 200°С и 16 бар – верхнему водоносному горизонту в псефитовых туфах дацитов; 95°С и 1 бара – изливу гидротермального раствора на поверхность; 25°С и 1 бара – условиям лаборатории, где проводится химический анализ. Не приведены в данной таблице следующие компоненты водного раствора, концентрация которых не превышает 10<sup>-6</sup> мг/1кгH<sub>2</sub>O: MgHSiO<sub>3</sub><sup>+</sup>, HNO<sub>2</sub><sup>0</sup>, HNO<sub>3</sub><sup>0</sup>, SO<sub>2</sub><sup>0</sup>, ClO<sup>-</sup>, HClO<sup>0</sup>, H<sub>2</sub><sup>0</sup>.

Концентрация ионов Na<sup>+</sup> и K<sup>+</sup> понижается в 2 раза в зоне глубинных гидротерм по сравнению с другими исследуемыми обстановками. Содержание NaCl<sup>0</sup> в растворе при проведении лабораторного анализа оказывается меньше в 2 раза, чем в момент излива воды из скважины на поверхность; в 6 раз – чем в верхнем водоносном горизонте и в 130 раз – чем на глубине 2.5 км. Значительно повыша-

Параметры системы								
1	2	3	4	5	6	7	8	
Атмосферный	Отсутствие	Отсутствие	Присутствие	Отсутствие	Присутствие	Отсутствие	Присутствие	
воздух			r J		I J J		I J	
Температура	450°C	20	0°C	95	°C	2	5°C	
Лавление бар	600		6		1	1		
nH	7 96	7.01	7 35	7 65	8.09	8 56	8 22	
Eh B	0,0050	0 5446	0 5338	0.6566	0 6149	0 7155	0 7309	
Минерализация	2079.1	2074 7	2074 7	2107.7	2076.4	2111.2	2121.5	
мг/кг Н <sub>2</sub> О	2079.1	2071.7	2071.7	2107.7	2070.1	2111.2	2121.5	
	1	Фа	зовый состав с	истемы вес %	 , D	I	I	
вола	99 99995	99 99739	90 93707	99 99923	90 92012	99 99943	90 92498	
F83	0.00005	_	9 06058	_	9 07758	_	9 07502	
кальнит	_	0.00261	0.00234	0.00077	0.00230	0.00057	-	
	I	Формы нахох	кления вещест	ва в растворе	мг/1кгН_О	0.00007	I	
Na <sup>+</sup>	3 5486e+02	70096e+02	7 0131e+02	7 1289e+02	7 1252e+02	7 1383e+02	7 1384e+02	
NaOH <sup>0</sup>	2.1546e+00	7.1148e-02	1.5550e-01	1.5353e-02	4 3499e-02	2.3745e-03	1.0975e-03	
NaCl <sup>0</sup>	9.1696e+02	4.2718e+01	4.1769e+01	1.255550 02 1.2617e+01	1.3268e+01	7.1526e+00	7 1577e+00	
NaHSiO3 <sup>0</sup>	1.5466e-03	1.27100.01 1.8337e-03	3.9381e-03	9 5806e-03	23722e-02	6.6323e-02	3.4768e-02	
NaSO <sub>4</sub> -	1.04000000	$5.0755e\pm00$	4.9431e+00	1.36000 05 1.7513e+00	52308e+00	1.0978e+01	1.0967e+01	
K <sup>+</sup>	3.0088e+01	6.9883e+01	6.0015e+01	7.1055e+01	7.1018e+01	7.1224e+01	7.1225e+01	
KOH 0	1 2260e-01	8 280/e_03	1.8118 - 02	1.2247e-03	3 4720e_03	1.12240+01 1.1370e-04	5.2321e-05	
KSQ	4.22090-01 5.35770+01	$453660\pm00$	1.01160-02	1.22470-03 $1.1762e\pm00$	$1.2053 \pm 00$	6 6710 01	6.6656a.01	
KHSO4 <sup>0</sup>	2.55770+01	4.3300e+00	2.41700+00	1.17020+00 3.24540.00	1.29556+00	6.6771 - 12	$1.4360e^{-01}$	
KC1 <sup>0</sup>	2.23036-01	$4.2200 \circ 01$	2.08400-00	3.24346-09	1.33036-09	0.02/10-12 0.2847a 02	$0.2008 \circ 02$	
Mg <sup>+2</sup>	1.97020+01 1.4821a 04	4.22000-01	4.12000-01 1 3410e 02	4.86916-02	3.14446-02 1 0404e 02	1.0082002	9.29086-03	
MgOH <sup>+</sup>	1.40210-04	1.33000-02	1.34106-02 0.1001e 03	1.90746-02	6.64380.04	1.59826-02	2.00126-02	
MgC1 <sup>+</sup>	3.23236-02	4.01440-03	9.19910-03	2.41026-04	0.04386-04	1.32916-03	5.0975 04	
MgCO <sub>2</sub> <sup>0</sup>	2.7480e-03	4.12146-03	3.3302e-03	9.73010-04	9.93110-04 2.1260a 04	3.98436-04	3.98736-04 1.8272 04	
$M_{\sigma}(HCO_{*})^{+}$	1,65210,05	4.23760-03	3.73336-03	1.7470e-04	2.1309e-04	3.3076-04	1.03726-04	
$Ca^{+2}$	1.03210-03	1.110/e-03	4.07720-04	3.01316-04	2.10000-04	2.0000e-04	3.21360-04	
CaOH <sup>+</sup>	3.3008 = 01	$2.10010\pm01$	2.0785e+01	5.38320+01	2.09/40+01	5.76390+01	4.0210e+01	
	2.0/9/e+01	$1.03420\pm00$	$5.48250\pm00$	0.3789e-02	1.3420e-01 5 1014a+00	1.7139e-03	8.4220e-04	
	1.07380+01	1.34000+01	$1.40900\pm01$	$3.23900\pm00$ 8.7210a 01	3.19140+00 9.7750a 01	3.02330+00	$5.17000\pm00$	
CaCl <sup>+</sup>	7.33400-03 2 7410e+01	2.9020e-01 7.6856e+00	2.93786-01 7.2306e+00	$1.4605e\pm00$	$1.2000 \pm 00$	9.92836-01	5.80376-01	
	2.74100+01 8 4077e+00	0.05630.02	8 33800 02	1.40030+00 1.1512e 02	1.30900-00	0.07340-01 0.1130003	0.44346-01 0.0657 $_{\odot}$ 03	
CaHSiO <sup>+</sup>	3.40770100	3.03036-02	$75066_{2}04$	1.13126-02	$5.6127 \circ 04$	9.44306-03	9.90376-03	
$Ca(HCO_3)^+$	8 33/30 02	1.1017e+00	7.39000-04	2.02/40-04	22300 = 01	2.31806-04 3.7223 = 01	1.39400-04	
$B(OH)_{0}^{0}$	$1.0002 \times 01$	1.101/0+00 1.2420e 01	1.05550-01	0.32186-01	2.23900-01 8 4002 e 02	5.7225e-01	4.70940-01 8.31810.02	
BO <sub>2</sub> -	1.00920-01 1.04210.02	1.34200-01	1.23346-01	1.13210-01	$12226_{-02}$	3.00316-02	6.51810-02	
NaB(OH) <sup>0</sup>	1.04316-03	2.01736-03 1 13280 03	4.20076-03	0.14306-03 8.0620a 04	1.23200-02 1.7023e 03	0.98336-03	6.13730-03	
B(OH)	3.2824e-03	5.6241e-03	2.30030-03 1 1724 $e$ -02	2.5045e-02	$5.0086e_{-02}$	9.40430-04 9.2582e-02	$63428e_{-02}$	
$HCO_{2}^{-}$	1.2678 - 01	$1.3082e\pm01$	6.7031e+00	2.50+50-02 3.0724e+01	$1.5689e\pm01$	1.25020-02	5.0257e+01	
$CO_2^{-2}$	2 33220-05	1.3361e-02	1.15/1e-02	2.6334e-01	2.6309 - 01	1 13/9e+00	6.28/1e-01	
$CO_2^0$	2.33220-03 3 3003e+01	1.03010-02 1.1022e+01	25870e+00	$1.2055e\pm00$	$1.7746e_{-01}$	1.13490+00 1.5496e-01	10.20410-01	
$NO_2^-$	2.1153 - 07	1.19220+01 1.5103e-03	2.38700+00	1.2033C+00 3.1877e-02	$5.1280e_{-02}$	1.04900-01	$1.0737e_{-01}$	
NO <sub>2</sub> -	15602e-05	1.51950-03	1.8704e-01	3.10770-02 3.1425e-03	1.0718 - 02	1.00740-01 1.1037e-03	1.07570-01 1.8152e-03	
SO4 <sup>-2</sup>	1.50920-05 1.5761e+01	6.0145e+01	6.1305e+01	7.0028e+01	6.0500e+01	6.691/e+01	6.6852e+01	
HSO	1.57010+01 1.4067e+00	8 1103 - 02	3.6068 = 02	7.00280+01 7.3818e-04	$2.8752e_{-0.0}$	$1.08/8e_{-}05$	$23532e_{-05}$	
Cl <sup>-</sup>	4.40070+00	11200e+02	$1.1208 \pm 02$	1.38186-04 1.1505e+03	2.87526-04 1 1501e+03	1.08486-03 1.1542e+03	2.33320-03 1 15420+03	
HC1 <sup>0</sup>	$0.0605 \times 03$	6.84530.05	3.06140.05	$2.6014 \pm 06$	1.00200.06	2 54570 07	7 7073 07	
HSiO <sub>2</sub> -	1.7115e-03	72608 - 03	1.5080 = 0.02	2.09140-00 2.0247e-02	1.00200-00	3.3402e-07	1.7073c-07	
SiO2 <sup>0</sup>	2 9795-01	2.9345 = 0.1	2 8520e_01	2.02776-02 2.7874 $e$ -01	24871 01	2.34020-02 2.3443e-01	2 65850-01	
$Ar^0$		2.75+50-01	2.05200-01 8.8602e+00		3 1794 = 01		51428 = 01	
$N_2^0$	4 7535e_01	4 7449e_01	4.8214 + 01	$4.6707e_{-0.1}$	3 83680+00	4 5223e_01	1 4285 + 01	
Ne <sup>0</sup>	-		7 3087 - 03	-		-	1.42050+01	
$O_2^0$	17385e+01	17383e+01	1 43200+0-03	1.7362e+01	52081 + 100	17319e+01	85072e+00	
OH-	64344e+00	1.1414e+00	2 5533e+00	$4.2122e_{-01}$	11337e+00	7 2240e_02	3 3317e_02	
H <sup>+</sup>	2.0570e-05	1.2783e-04	5.8399e-05	2.7848e-05	9.8450e-06	3.3398e-06	7.2637e-06	

Таблица 2. Формы нахождения вещества в хлоридно-натриевом гидротермальном растворе в зависимости от температуры, давления и наличия атмосферного воздуха

ВУЛКАНИЗМ И ГЕОДИНАМИКА, Екатеринбург, ИГГ УрО РАН, 2011

ется по мере увеличения глубины также и содержание KCl<sup>0</sup>. Содержание NaSO<sub>4</sub><sup>-</sup> одинаково в условиях лаборатории и на глубине, а на изливе и в верхнем водоносном горизонте оно падает только в 2 раза. Содержание KSO<sub>4</sub><sup>-</sup> в глубинном растворе на 2 порядка, а в верхнем водоносном горизонте примерно на порядок больше, чем в условиях лаборатории. Ионы Ca<sup>+2</sup> ведут себя противоположно ионам Na<sup>+</sup> и K<sup>+</sup>: их количество уменьшается в глубинных условиях на 2 порядка. По сравнению с условиями лаборатории наблюдается увеличение в зоне глубинных гидротерм следующих соединений кальция: CaOH<sup>+</sup> – на 5 порядков, CaSO<sub>4</sub><sup>0</sup> – в 5 раз, CaCl<sup>+</sup> – в 45 раз, CaCl<sub>2</sub><sup>0</sup> – на 3 порядка.

На глубине ионов Cl- меньше в 2 раза, а содержание HCl<sup>0</sup> увеличивается на 4 порядка по сравнению с лабораторными условиями. Присутствие растворенного газа O20 в глубинной зоне в двухкратном количестве по сравнению с условиями лаборатории ясно говорит о том, что результаты общего химического анализа гидротермального раствора, излившегося из скважины, не отражают истинного химического состава глубинных первичных хлоридно-натриевых гидротерм. Поэтому для построения адекватной модели гидротермальной системы Курило-Камчатской островной дуги, рассматривающей основную цепь превращений гидротермального потока от зоны, расположенной вблизи магматического очага, до поверхности, необходимо корректировать имеющиеся результаты общего химического анализа гидротермального раствора из скважин с помощью имитационного моделирования.

Работа выполнена при поддержке интеграционного проекта СО и ДВО РАН № 117.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Чудненко К.В. Термодинамическое моделирование в геохимии: теория, алгоритмы, программное обеспечение, приложения. Новосибирск: Гео. 2010. 287 с.
- Berman R.G. Internally-consistent thermodynamic data for minerals in the system Na O-K O-CaO-MgO-FeO-Fe O -Al O -SiO -TiO -H O-CO //<sup>2</sup> Journal of Petrology. 1988. V. 329. P. 445–522.
- Helgeson H.C., Kirkham D.H., Flowers G.C. Theoretical prediction of the thermodynamic behavior of aqueous electrolytes at high pressures and temperatures: IV. Calculation of activity coefficients, osmotic coefficients, and apparent molal and standard and relative partial molal properties to 600°C and 5 kb // American Journal of Science. 1981. V. 281. P. 1249–1516.
- Kalacheva E.G., Koroleva G.P., Rychagov S.N. Geochemistry of thermal waters of Pauzhetsky-Kambalny-Koshelevsky geothermal area (Southern Kamchatka, Russia) // Proceedings World Geothermal Congress 2010. Bali, Indonesia. 25–29 April 2010. 5 p.
- Reid R.C., Prausnitz J.M., Sherwood T.K. The properties of gases and liquids. 3d edition. New York: Mc-Graw-Hill Book Company. 1977. 592 p.
- Shock E.L., Sassani D.C., Willis M., Sverjensky D.A. Inorganic species in geologic fluids: correlations among standard molal thermodynamic properties of aqueous ions and hydroxide complexes // *Geochimica et Cosmochmica Acta*. 1997. V. 61. P. 907–950.
- Sverjensky D.A., Shock E.L., Helgeson H.C. Prediction of the thermodynamic properties of aqueous metal complexes to 1000°C and 5 kb // *Geochimica et Cosmochmica Acta*. 1997. V. 61. P. 1359–412.
- Yokokawa H. Tables of thermodynamic properties of inorganic compounds // Journal of the national chemical laboratory for industry. Tsukuba Ibaraki 305. Japan. 1988. V. 83. P. 27–121.

## VI. ГАЗО-ГИДРОТЕРМАЛЬНЫЕ ПРОЦЕССЫ И РУДООБРАЗОВАНИЕ =

# ПОДПОВЕРХНОСТНЫЕ ФАЗОВЫЕ БАРЬЕРЫ И ИХ ВЛИЯНИЕ НА ПЕРЕРАСПРЕДЕЛЕНИЕ ЭЛЕМЕНТОВ В СОВРЕМЕННЫХ ВУЛКАНО-ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ СИСТЕМАХ (НА ПРИМЕРЕ В. ГОЛОВНИНА)

© 2011 г. Е. П. Бессонова\*, С. Б. Бортникова\*\*, Р. В. Жарков\*\*\*

\*Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, Новосибирск, liza@igm.nsc.ru \*\*Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН, Новосибирск, BortnikovaSB@ipgg.nsc.ru

\*\*\*Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН, Южно-Сахалинск, rafael\_zharkov@mail.ru

Объект исследования. Кальдера Головнина находится на юге острова Кунашир, ее диаметр более 10 км в основании и 4.5 км по гребню. Дно кальдеры в основном ровное с небольшим уклоном на северо-восток. В центре кальдеры находятся два экструзивных купола андезидацитового состава: Центральный Восточный и Западный. В настоящее время, на отдельных участках дна кальдеры проявляется постоянная сольфатарная деятельность с температурой сольфатар не более 101°С [Жарков, 2008]. Последнее проявление эруптивной деятельности в кальдере связано с фреатическим взрывом, в результате которого образовался кратер диаметром около 350 м, заполненный озером Кипящее (рис. 1). Образование этой воронки взрыва, по разным оценкам, произошло от 640-680 л.н. [Фазлуллин и др. 1989] до 1000 л.н. [Разжигаева и др. 2006]. В настоящее время активность проявлена действием нескольких фумарольных полей. Наибольшее число выходов фумарол и термальных источников на поверхность расположено на дне и берегах оз. Кипящего. Температура воды в озере от 40 до 100°С.

Предметом исследования были термальные поля на берегах оз. Кипящее: юго-восточное, северовосточное и северо-западное. На каждом из полей проявлены кипящие котлы разных размеров, консистенции, окраски, серные фумаролы, парящие площадки. Особенностью юго-восточного поля является наличие большого черного котла (2.5 м в диаметре) и рядом с ним – совмещенные многочисленные небольшие котлы, собранные как бы воедино. Этот участок получил название Чертова Сковородка.

**Методы.** В данном сообщении представляются результаты полевых и лабораторных исследований и построенная на основании фактических данных модель по перераспределению химических эле-



Рис. 1. Обзорный вид кальдеры Головнина.

ментов в подповерхностном пространстве термальных полей в результате фазовых переходов во флюиде. Полевые исследования включали в себя отбор проб растворов термальных источников, и по специально отработанной методике отбирались конденсаты фумарольных газов. При отборе проб на месте замерялись неустойчивые параметры (pH, Eh, T, Cl-, F-, Fe2+/Fe3+). Растворы котлов и источников после фильтрования через фильтр 0.45 мкм анализировались методом ИСП-АЭС для определения содержаний основных катионов и примесных элементов, прибор IRIS фирмы Jarell Ash Corporation (США). Анионный состав (содержания  $SO_4^{2-}$ , Cl<sup>-</sup>, F<sup>-</sup>, НСО3<sup>-</sup>) определялся методом ионной хроматографии. Анализ на содержание широкого спектра элементов в твердом веществе проводился на станции элементного анализа на базе синхротронного излучения ВЭПП-3 (ИЯФ СО РАН, отв. исполнитель Ю.П. Колмогоров). Расчет концентраций выполнен с использованием внешних стандартных образцов AGV-1, W-2, G-2. Чувствительность определения составляет 0.1 г/т, ошибка определения – 15%.

Физико-химическое моделирование было проведено с помощью ПК "Селектор" [Чудненко, 2008].

Геохимические особенности состава термальных источников и конденсатов. Исследуемые термальные источники характеризуются большим разбросом физико-химических параметров, даже в пределах отдельных полей. Первая общая особенность растворов из кипящих котлов термальных полей оз. Кипящее заключается в относительно низком значении Eh, обстановка в них соответствует слабоокислительным, а в некоторых случаях – слабовосстановительным условиям. При этом кислотность среды изменяется в широких пределах: на термальных полях на расстоянии буквально несколько метров друг от друга проявлены кислые и ультракилые воды и рядом – нейтральные и субщелочные. То же обнаружено и на западном берегу озера. По катионному составу растворы термальных источников могут быть разделены на несколько типов:

I. Кальций-натрий-магниевый тип низкоминерализованных вод. К этому типу относятся почти все источники с субнейтральной-слабощелочной средой. Во всех калий составляет несколько процентов, однако Fe и Al находятся в низких количествах (< 1%). К этому же типу можно отнести растворы пяти котлов, в которых алюминий и железо могут считаться макрокомпонентами (Al 8–20 мг-экв%; Fe 1–4 мг-экв%). Эти кислые котлы, сформированные, видимо, тоже из поверхностных вод, но при заметном участии глубинных гидротерм.

II. Натриево-кальциевый тип. Содержания катионов в растворах этого типа наиболее высоки из всех (особенно выделяется натрий), хотя общая минерализация по уровню составляет среднее среди изучаемых растворов. Это один кислый котел, озеро и один субнейтральный котел. Доля железа и алюминия составляет целые проценты в кислых растворах этого типа, но практически отсутствуют в субнейтральном котле.

III. Натриево-кальциево-глиноземный тип. В растворах этого типа доля алюминия составляет 16–24 мг-экв% с заметным участием в катионном составе железа (0.4–4 мг-экв%).

IV. Глиноземно-кальциево-железистый тип. К нему принадлежат котлы Центрального фумарольного поля на берегу оз. Горячее. Судя по отличиям в катионном составе, котлы сформированы иными гидротермами, чем в системе оз. Кипящее. К этому же типу относятся растворы котлов по бортам руч. Кислый на влк. Менделеева.

V. Глиноземно-железистый тип. К нему относится один котел на берегу руч. Кислый и вода самого ручья ниже термального поля с котлами.

Большое разнообразие в катионном составе указывает на сложные процессы формирования поверхностных термальных разгрузок с участием растворов, отличающихся по составу, генезису и механизму транспорта к поверхности.

Микроэлементный состав растворов. Типы растворов довольно четко различаются и по набору микроэлементов, в них преобладающих. Для типа I характерны сравнительно повышенные концентрации примесных породообразующих: Mn-Ba-Sr и анионогенов: Sb-Se-Te-As. Поскольку предположительно этот тип вод формируется из поверхностных резервуаров, выщелачивание примесей из породообразующих минералов может происходить при длительном взаимодействии "раствор – вмещающая порода", тем самым, переводя в раствор некоторые химические элементы. Подвижные анионогены способны поставляться в поверхностные воды с паро-газовой фазой. Их миграция с отделяющимися парами приводит к некоторому обеднению остающихся растворов этими элементами. Для ІІ типа выделяются ассоциации: B-Li-Be и металлы: Cr-Ni-Zn-Ag. Высокое содержание натрия в водах этого типа, возможно, связано с проникаением морских вод в подземные резервуары, а вместе с ними – В. Повышенные концентрации лития и бериллия, как правило, указывают на присутствие во вмещающих породах ореолов метасоматитов, обогащенных слюдами (мусковитом-серицитом) - основными минералами-концентраторами этих элементов. Ассоциация металлов, включающая хром и никель, свойственна гидртермалитам со значительной долей магматического флюида. Тип III растворов содержит сравнительно повышенные концентрации Pb-Cd и Rb-As. IV тип, представленный наиболее высокоминерализованными растворами на Центральном фумарольном поле, характеризуется следующими ассоциациями: Cu-Co; Ti-V; Zr-Y-Yb-La; S-P. Отметим, что в котлах руч. Кислый (влк. Менделеева), относящихся к этому же типу



**Рис. 2.** Модельное распределение фазового состава флюида в зависимости от глубины для двух вариантов распределения температур и давлений.

растворов, обнаружено максимальное содержание ванадия, что подтверждает приуроченность этого элемента к глиноземным растворам. Повышенные концентрации указанного списка элементов в глиноземно-кальциевых растворах могут быть обусловлены подъемом кислых магматических флюидов из глубоких горизонтов, где взаимодействие с вмещающими породами происходило с разрушением породной матрицы и переходом в растворы даже таких геохимически инертных элементов, как цирконий, иттрий и иттербий.

Наибольшая контрастность в распределении характерна для ассоциации анионогенов: As, Sb, Te, Se и металлов: Cr, Ni, Ag, Cd, Pb, разница в максимальных концентрациях и средних по выборке составляет более, чем 10 раз. Высокая неравномерность в распределении элементов в растворах различных (хоть и рядом расположенных котлов) свидетельствует о действии механизма дифференциации, когда происходит избирательное концентрирование тех или иных элементов. В отношении анионогенов основным фактором, ответственным за уровень концентраций этих элементов в растворах, видимо, можно считать их геохимические свойства - большую подвижность и способность отделяться совместно с серой в паро-газовую фазу. Содержание металлов в растворах регулируются процессами их осаждения и концентрирования на определенных геохимических барьерах с последующим вовлечением металлов в миграционный путь с поднимающимися растворами.

Физико-химическое моделирование. В подповерхностном пространстве термальных полей про-

исходят активные процессы изменения магматогенного флюида, проявляется множество геохимических барьеров связанных как с изменением структуры разреза, так и со смешением с грунтовыми водами и атмосферным кислородом. В модели принято, что прогрев разреза уже произошёл и в подповерхностном пространстве (20 м.) установились постоянные ТР условия (табл. 1). Как показывают предыдущие мониторинговые исследования в термальных источниках в течение нескольких десятков лет сохраняются устойчивые физико-химические характеристики растворов, реагирующие лишь на сезонное разбавление атмосферными водами. Однако для предсказания переотложения элементов и, как следствие, образование эпитермальных месторождений необходимо понять динамику развития системы в течении нескольких сотен лет. Уже показано, что "жизнь" малоглубинной камеры под современными вулканами островных дуг не превышает 10000 лет [Шарапов и др., 2004]. В данном исследовании было целью выяснить как приповерхностные фазовые барьеры влияют на перенос/переотложение элементов.

Рассмотрены два варианта выхода на поверхность газогидротерм: а) подъем магматогенного флюида в виде высокотемпературного раствора и последующее вскипание; б) подъем высокотемпературных магматогенных газов и конденсация в приповерхностном пространстве. Расчетное распределение содержание фаз во флюиде для рассматриваемых случаев показано на рисунке 2. Безусловно, геологические системы могут совмещать и несколько раз повторять описываемые ситуации,



Рис. 3. Расчетное изменение кислотности для каждого резервуара в зависимости от "условного времени".

но для понимания процессов происходящих на геохимических барьерах данные модели оказались достаточно информативными.

Состав взаимодействующих породы и газа соответствует андезитодацитам слагающим купол и ультракислым термальным растворам. Количество породы вступившей в реакцию с флюидом предполагается меньше 10% от общей массы системы. Тем не менее, это взаимодействие приводит к существенному изменению даже основных физико-химических параметров флюида (pH, Eh). Особенно хорошо это демонстрируется на графиках изменения кислотности (рис. 3). Именно таким взаимодействием в подповерхностной части фумарольных полей, скорее всего, и объясняется контрастность составов термальных источников. Видно, что в приповерхностных слоях субщелочные и нейтральные термальные растворы могут сохраняться достаточно долго, так же можно отметить, что существенных различий в основных параметрах раствора при подъеме с различными фазовыми границами не наблюдается. Даже небольшое взаимодействие с вмещающими породами приводит к обогащению флюида микрокомпонентами. При моделировании системы по варианту А (вскипание в подповерхностном слое) последовательность выноса на поверхность микроэлементов выглядит так: Ag-Pb-Cu-Cr-V-Ni-Sb-As. При рассмотрении системы, в которой на поверхность выходят растворы (вариант Б) последовательность выноса следующая Ag-Pb-V-Ni-Zn-Cu-Sb-As. Важно отметить что в первом случае система более устойчива и лишь к концу рассматриваемого процесса происходит полное гидротермальное изменение вулканогенных пород.

Итак, рассмотренные примеры наглядно демонстрируют, что именно пути миграции магматогенных флюидов и, как следствие, фазовые переходы в них определяют состав термальных растворов и фумарольных газов, которые фиксируются на поверхности термальных полей. Широкий спектр составов термальных вод связан не с различными источниками вещества, а с формами переноса элементов (газ/раствор) и степенью взаимодействия с породами, слагающими каналы транспорта флюидов.

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта Президента Российской Федерации МК-167.2010.5 и интеграционного проекта СО и ДВО РАН № 96.

# СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Жарков Р.В. Типы термальных вод Южных Курил и севера Сахалина и их влияние на ландшафты: Автореф. дисс. ... канд. геогр. наук. Хабаровск, 2008. 26 с.
- Разжигаева Н.Г., Ганзей Л.А. Обстановки осадконакопления островных территорий в плейстоценголоцене. Владивосток. Дальнаука, 2006. С. 247.
- 3. Фазлуллин С.М., Батоян В.В. Донные соадки кратерного озера вулкана Головнина // Вулканология и сейсмология, 1989. № 2. С. 44–55.
- Чудненко К.В. Теория и программное обеспечение метода минимизации термодинамических потенциалов для решения геохимических задач. Автореф. дисс. ... докт. геол.-мин. наук. Иркутск: ИрГТУ, 2007. 54 с.
- Шарапов В.Н., Бессонова Е.П., Черепанова В.К. Оценка возможных размеров и времени существования области надкритического флюида в субаэральных смешанных термальных системах андезитовых вулканов // Докл. РАН, 2004, 397, N 1, 97–100.

486

# ——— VI. ГАЗО-ГИДРОТЕРМАЛЬНЫЕ ПРОЦЕССЫ И РУДООБРАЗОВАНИЕ ———

# ПАЛЕОВУЛКАНИЧЕСКИЕ СТРУКТУРЫ ЮЖНОГО УРАЛА В ФОРМИРОВАНИИ ГЕОФИЗИЧЕСКОГО ОБЕСПЕЧЕНИЯ ПРОГНОЗИРОВАНИЯ И ПОИСКОВ КРУПНЫХ И СУПЕРКРУПНЫХ КОЛЧЕДАННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

# © 2011 г. А. М. Виноградов

Институт геофизики УрО РАН gopm@mail.ru

#### ВВЕДЕНИЕ

Формационный и фациальный анализ вулканогенных и вулканогенно-осадочных толщ существенный аспект прогноза и поисков колчеданных месторождений на Южном Урале. При этом пространственное распределение вулканоплутонических образований, включая выделение отдельных вулканических построек центрального типа, вернее фрагментов таковых, производиться по их отражению в структурах физических полей [Структура..., 1974]. Использование геофизических характеристик в интегральном (упрощенном) виде для выявления рудоносных и рудовмещающих структур позволил перейти к установлению пространственных закономерностей распределения колчеданных месторождений, и прогнозному выделению участков с ураганной локализацией сульфидной минерализации [Виноградов, Ярош, 1975]. В докладе приводится обзор обозначенного подхода, реализованный в технологиях геофизического обеспечения прогнозирования и поисков крупных и суперкрупных колчеданных месторождений [Виноградов, 2004].

# РЕГИОНАЛЬНЫЕ КРИТЕРИИ ВЫДЕЛЕНИЯ РУДОНОСНЫХ ЗОН И РУДНЫХ УЗЛОВ

В период 1955–1970 гг. на Южном Урале и в Северных Мугоджарах выполнены не имеющие до сих пор аналогов в отечественной и мировой практике комплексные геофизические и литохимические (металлометрические) съемки м-ба 1:50000-1: 200000 для обеспечения геологического картирования и металлогенического прогнозирования в то время недостаточно изученного региона. В результате выявлены многочисленные точки обогащенной рудной минерализации и рудопроявления, десятки новых месторождений различного масштаба и происхождения. Этот громадный материал обобщен и приведен на различных картах м-ба 1: 500 000-1: 1 000 000 под редакцией И.Д. Соболева и широко используется в геологоразведочных работах до настоящего времени. На основе этих данных в свое время были составлены схемы "рудных аномалий", в самых общих чертах раскрывающие закономерности распределения главных типов месторождений Южного Урала [Виноградов, 1980]. Колчеданные месторождения пространственно и генетически входят в состав объектов фемической специализации, а региональное прогнозирование имеет единые подходы с позиции привлечения региональных и локальных критериев при выделении участков для общих и детальных поисков месторождений этого типа.

При составлении схемы рудных аномалий фемической специализации был использован графический прием, предложенный И.Н. Томпсоном и М.А. Фаворской. Он предусматривает учет количества пунктов проявлений, соответствующего типа минерализации на единицу площади. На схеме отчетливо наметилась закономерная поясность в размещении минерализации, имеющая основную – субмередиональную и секущую – субширотную ориентировки. Пояса субмередиональной ориентировки рассматриваются как рудоносные зоны. Они объединяют, порой, разрозненные или перемежающиеся полосы развития вулканогенных пород, интрузий гипербазитов, габброидов, габброплагиогранит-сиенитов. Эти пояса в своем распределении контролируются глубинными разломами палеозойского заложения и развития. Примечательно, что вдоль рудоносных зон распределение оруденения имеет неравномерный характер. Участки, включающие крупные месторождения, либо большое количество рудопроявлений и мелких месторождений, сменяются площадями с нулевыми или низкими значениями аномалий. Это в какой-то степени связано с неравномерной изученностью поверхности палеозойских образований Южного Урала. Однако, на схеме участки с экстремальными отметками коррелируются в секущем субширотном направлении от одной рудоносной зоны к другой. Секущая относительно к простиранию основных структур поясность в распределении оруденения согласуется с широтной тектонической зональностью Южного Урала, прослеженной по гравиметрическим данным [Виноградов, 2004]. Наиболее крупные аномалии сосредоточены на участках пересечения глубинных разломов палеозойского заложения с субширотными зонами тектонических дислокаций и эти участки выступают в качестве рудных узлов.

Таким образом, распределение фемической минерализации в рудоносных зонах и рудных узлах предопределено глубинной тектоникой и положением продуктов базитового, базитгипербазитового магматизма. Вместе с тем каждая рудоносная зона и рудный узел обладают порой неповторимыми особенностями состава и масштабами проявления оруденения того или иного происхождения. Общность и различия описываемых явлений требуют дальнейшего уточнения и практической реализации. При этом, в теоретическом отношении за основу приняты разработки молекулярно-химической эволюции высокотемпературных эндогенных флюидов [Малышев 2004], определяющие концепцию серного перехвата в образовании магматических сульфидных и постсульфидных оксидных руд. Формирующиеся на мантийных глубинах флюидо-энергетические потоки локализуются вдоль глубинных разломов, и проявляются дискретно-непрерывно на участках барьеров РТ условии в верхних частях земной коры, формируя ураганные концентрации оруденения в условиях тектонической разгрузки напряжений в рудных узлах.

Участки рудных узлов обладают специфическими особенностями строения, определяющие их повышенную рудоносность: устойчивая магматическая связь поверхностных и глубинных частей разреза с многоэтапным проявлением различных фаций магматизма; повышенная тектоническая мобильность; сосредоточение вулканических построек центрального типа с дифференцированным по составу вулканизмом; переходный режим осадконакопления и смена фациального состава осадков [Крупные..., 2004]. Выделение категории рудных узлов на Южном Урале не исключает возможность выявления месторождений за их пределами, но подчеркивает, что в пределах этих объектов вероятность выявления месторождений, и особенно крупных и уникальных, выше. Рудные узлы характеризуются ярусным распределением акустических неоднородностей, фиксируемых купольными распределениями геосейсмических границ [Виноградов, 2004].. Они сформированы на РТ барьерах при функционировании флюидо-магматической колонны, определяющей вынос минерализации на уровни отложений сульфидных и постсульфидных оксидных руд [Малышев, 2004].

В качестве примера можно сопоставить региональное положение и глубинные проявления физических неоднородностей Гайского и Александритского рудных узлов. Гайский рудный узел расположен в составе отчетливой зоны секущих тектонических дислокаций [Виноградов, 2010], оражаемых в структуре полей силы тяжести и включающих с запада на восток Оренбургский вал с известным уникальным газоконденсационным месторождением, Блявинский, Ишкининский, Гайский, Джусинский, Карабутакский рудные узлы с сульфидными (колчеданными) месторождениями. Подобное распределение гравитационных полей, трассирует секущую зону тектонических дислокаций по направлению Ишимбай – Магнитогорск, фиксируя Александринский рудный узел. Отмеченные рудные узлы и многие из других выделенных, тяготеют к краевым или осевым частям интенсивных положительных аномалий силы тяжести субмередианальной направленности. Так Гайский рудный узел расположен на северном замыкании хорошо известного "Орского супермаксимума", отвечающего "базитовому клину" уходящему на глубину порядка 15-20 км. Аналогичное распределение плотных (базитовых) масс наблюдается в районе Александринского узла и на 10-15 рудных узлах из 50-60 выделяемых на Южном Урале.

## РУДНЫЕ УЗЛЫ, РУДНО-ВУЛКАНИЧЕСКИЕ ЦЕНТРЫ И РУДНЫЕ ПОЛЯ КРУПНЫХ КОЛЧЕДАННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Характерными для рудных узлов фемического типа с колчеданной специализацией являются, подмеченные многими исследователями, кольцевые структуры элементов по дешифрированию космических снимков. Подобные кольцевые и овальные элементы выделяются по данным гравиметрии и магнитометрии. Они присутствуют в виде скрытой структуры, выявляемой при специальных процедурах трансформаций с использованием современных средств компьютерного анализа материала (теневой рельеф, высшие производные и др.). Установленная упорядоченность геополей, особенно выразительная в районе Гайского и Александринского и других рудных узлов, зачастую не имеет объяснения, но устойчивая приуроченность к известным рудоносным структурам, позволяет включать её в число косвенных признаков прогнозирования объектов поисков. Можно связать её с отражением восходящей с мантийных глубин долгоживущей колонны флюидо-энергетического потока.

В районе известных рудных узлов выполнено обобщение данных разночастотной сейсморазведки (ПСЗ, ГСЗ, МОВ, КМПВ) и проведены специальные экспериментальные наблюдения (МОГ. ВСП, АК, СК). В результате, в добавлении к выше отмеченному, выявлены своеобразные особенности распределения упругих неоднородностей. Они формируют границы отражений, точки дифракции и области потери корреляции упругих волн и их затухания. Так установлено, что со стороны подошвы рудных залежей в пределах рудных полей на глубинах до 500–1500 м фиксируются куполообразные горизонты с хорошо выраженными отражающими элементами [Виноградов, 2004; Гайский..., 2004]. Им отвечают участки с тонко слоистой структурой резких изменений физико-механических свойств.

Ниже на разных уровнях разрезов так же наблюдаются воздымания опорных сейсмических горизонтов. В совокупном модельном представлении предполагаются восходящие с глубин 10-15 км структуры вероятнее всего секущего характера по отношению к вмещающему неоднородно-слоистому геологическому пространству. Они согласуются в своем распределении с площадными кольцевыми и овальными структурами, как бы фиксируя приближения и выходы колонны динамической разгрузки рудотранспартирующего флюидо-энергетического потока в локальных рудовмещающих структурах рудно-вулканических центрах(РЦ) и рудных полях (РП). Дизъюнктивные, пликативные и инъективные дислокации в процессе формирования месторождений отражаются в своеобразной упорядоченности структуры геополей. Она распознается с использованием специализированной обработки и целенаправленной интерпретации материала при выделении РЦ и РП. При этом особенно выразительны линеаментные проявления градиентных зон, овальные и концентрические распределения повышенных и пониженных значений геополей. С использованием этих данных на участках основных месторождений Южного Урала (24 объекта) установлены признаки РЦ и РП, отраженные в моделях используемых в практике прогнозирования и поисков [Бушарина, и др., 2009; Виноградов, 2004, 2010; и др.]. Известные и прогнозные структуры описываемого типа выделяются в поле развития вулканитов вдоль рудоносных зон, но при расположении в пределах рудных узлов повышается их перспективность на выявление крупных и суперкрупных месторождений. Заметим, что на локализованных до площади 4-8 км<sup>2</sup> особо перспективных участках с применением современного комплекса геофизических методов, как показал опыт и результаты работ последних лет, исключается пропуск мелких месторождений до глубин 100-200 м и крупных и суперкрупных до 300-500 м.

#### ОБСУЖДЕНИЕ И ВЫВОДЫ

В пределах распространения на Южном Урале вулканогенных вулканогенно-осадочных толщ выявлены тысячи точек обогащенной сульфидной минерализации, сотни рудопроявлений, первые десятки мелких-средних месторождений, единицы (7–9) крупных и одно уникальное Гайское месторождение. Фундаментально обоснован генезис колчеданных проявлений и соответственно методики и технологии геологических поисков. Однако, как это не парадоксально, структуры, вмещающая рудопроявление и крупное месторождение выделяются по одним и тем же признакам и практически не различаются [Масленников, 2006]. Поэтому подавляющая часть затрат, связанная с изучением проявлений колчеданов, очень редко приводит в последние 30–40 лет к выявлению месторождений. Сложилось представление, что "Наиболее острой проблемой воспроизводства минерально-сырьевой базы твердых полезных ископаемых является исчерпание легко отрываемых приповерхностных месторождений, основной резерв которых выработан еще в советское время. Современный резерв воспроизводства это – слепые и перекрытые месторождения. Эффективность выявления таких объектов остается пока довольно низкой. [Ледовских, 2008, стр. 11]".

Наш опыт показывает, что отмеченное не в полной мере относится к колчеданам Южного Урала. Так в последние годы на глубине 15 м выявлено Левобережное месторождение (Домбаровский рудный узел), всрываемое в настоящее время карьером [Бушарина и др., 2009]. Это произошло на участке бывшего рудопроявления, ранее разбуренного по сети 200(100)x100(50) м скважинами глубиной до 300-900 м. Судя по всему выявление объектов такого рода еще только начинается, а экспрессная карьерная разработка ранее открытых подобных объектов (месторождения Яман-Касы, Барсучий Лог, Бакр-Тау, Таш-Тау, Еленовское и т.д.) наносит экологический ущерб вероятнее всего кратно превышающий получаемую прибыль. Другой пример – площадь Александринского рудного узла. Здесь в пределах прогнозной локальной палеогидротермальной структуры, классически проявленной в геофизических полях, с рудопроявлением "Золотая гора" с большой вероятностью ожидается выявление неэродированной крупной залежи колчеданных руд на глубине не более 150 м при покрове рыхлых отложений мощностью до 40 м. При этом указанный участок ранее пересечен опорными структурно-поисковыми профилями через 500 м с глубиной скважин до 300-500 м. Заметим, что выход с проверкой отмеченных участков и им подобных сопряжен с непреодолимыми трудностями, связанными не только с кажущимися условиями их переизучености, но и с проблемами создаваемыми бюрократами от геологии.

Приведенные объекты выявлены в порядке экспериментальной реализации использования технологии геофизического обеспечения прогнозирования и поисков крупных и суперкрупных колчеданных месторождений [Виноградов, 2004]. С учетом всего изложенного сформирован проект геологического (технического) задание - "Поиски и оценка особо перспективных региональных и локальных структур и геофизических аномалий на Южном Урале с целью выявления колчеданных (крупных и суперкрупных) месторождений в 2012–2014 гг". Целевое назначение этих работ: целенаправленный анализ и обобщение результатов ГРР, выполненных на Южном Урале на основе комплексной интерпретации геологической, геохимической и геофизической информации с выделением особо перспективных локальных участков и и их экспрессной оценкой полевыми (геологическими и геофизическими) исследованиями и работами с завершающей проверкой объектов бурением одиночных поисковооценочных скважин глубиной до 300–500 м.

# СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- 1. Бушарина С.В., Виноградов А.М., Угрюмов И.А., Фомин Т.Л. Левобережное медно-колчеданное месторождение (геофизический аспект) // Уральский геофизический вестник, № 2. 2009. С. 8–17.
- 2. Виноградов А.М., Ярош А.Я. Закономерности размещения колчеданного оруденения на Южном Урале и их использование при прогнозировании и поисках месторождений // Тр. Свердловского горного института. Вопросы разведочной геофизики, вып. № 107. Свердловск, 1975. С. 37–45.
- Виноградов А.М. Прогнозирование и поиск колчеданных месторождений на Южном Урале // Обзор ВИЭМС: сер. регион., разв. и промысл. геофизики. М., 1980. 40 с.
- 4. Виноградов А. М. Геополя и колчеданы Южного Урала. Екатеринбург: УрО РАН, 2004. 186 с.

- Виноградов А.М. Геофизические поля и положение уникального медно-цинкового колчеданного месторождения в структуре Гайского рудного узла // Уральский геофизический вестник, № 2. 2010. С. 26–33.
- Гайский ГОК; геология Гайского и Подольского медно-цинковых колчеданных месторождений на Урале // Прокин В.А., Буслаев Ф.П., Виноградов А.М. и др., Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2004. 148 с.
- Крупные и суперкрупные месторождения. Закономерности размещения и условия образования. //Под ред. Рундквиста Д.В.: М.: ИГЕМ, РАН, 2004. 201 с.
- Ледовских А.А. Итоги работы Федерального агенства по недропользованию в 2008году и задачи на 2009 год // Разведка и охрана недр, № 4, 2008. С. 3–12.
- Малышев А.И. Сера в магматическом рудообразовании. Екатеринбург: Институт геологии и геохимии УрО РАН, 2004. 189 с.
- Масленников В.В. Литогенез и колчеданообразование. Миасс: ИМин УрО РАН, 2006. 384 с.
- Структура колчеданоносных толщ Оренбургского Урала в свете палеовулканических реконструкций / Виноградов А.М., Воробьев В.И., Дубинин В.С. и др. // Тектоника и магматизм Южного Урала. М.: Наука, 1974. С. 155–162.

# ———— VI. ГАЗО-ГИДРОТЕРМАЛЬНЫЕ ПРОЦЕССЫ И РУДООБРАЗОВАНИЕ ————

# КОЛЧЕДАННЫЕ РУДОПРОЯВЛЕНИЯ В ВУЛКАНИТАХ ИМАНДРА-ВАРЗУГИ (КОЛЬСКИЙ ПОЛУОСТРОВ) – РЕЛИКТЫ ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЙСКИХ ГИДРОТЕРМ

## © 2011 г. Ю. Л. Войтеховский, В. И. Пожиленко, А. В. Волошин, С. М. Карпов

Геологический институт КНЦ РАН, Anamumы, woyt@geoksc.apatity.ru

Ha территории Кольского полуострова (северо-восточной части Фенноскандинавского щита) известен палеопротерозойский (2.5-1.75 млрд. лет) рифтогенный Печенга-Имандра-Варзугский пояс, состоящий из двух изолированных структур -Печенги и Имандра-Варзуги. Имандра-Варзугская структурная зона (ИВСЗ) протяженностью около 330 км и шириной до 50 км зональна по простиранию и вкрест простирания (рис. 1). Северная зона – моноклинального строения с фрагментами центриклинального замыкания на восточном фланге структуры. Несмотря на значительные проявления блоковых вертикальных смещений и надвигов, в Северной зоне сохраняется автохтонность в элементах структуры. Южная зона представляет собой структурный ансамбль из изменённых в разной степени пластин, надвинутых с юга на структуру Северной зоны. Все супракрустальные породы подразделены на 10-12 свит. Суммарная мощность супракрустальных пород не менее 15 км [Загородный и др., 1982].

В разрезах метаморфических пород, слагающих ИВСЗ, отмечается ритмичное (цикличное) строение. Нижняя часть ритма (в основании каждой свиты) – осадочные породы, а верхняя часть ритма представлена вулканогенными породами. Осадочные породы могут присутствовать и в верхних частях разрезов свит. Соотношение осадочных и вулканогенных пород в разрезах свит разное: 1/2 в рижгубской, 1/5 в сейдореченской, 1/6 в полисарской, 1/10 в умбинской, 1/1 в ильмозёрской и панареческой свитах [Загородный и др., 1982].

Вулканогенные породы в разрезах свит представлены разными генетическими типами - эффузивными и эксплозивными, спектр разновидностей которых достаточно широк. Это - потоки массивных и миндалекаменных лав, шаровые и подушечные лавы, лавобрекчии, ксенокластолавы, игнимбриты, туфобрекчии, туфы и др. Среди вулканогенных частей разрезов свит преобладают лавы, а пирокластические породы составляют от 10 до 30% объёма. Петрохимический состав эффузивных и эксплозивных вулканитов также весьма разнообразен (пикриты, базальты, андезиты, дациты и риодациты), есть некоторые закономерности по их положению и соотношению в разрезах свит и структуре в целом, обусловленные этапностью геотектонического режима [Загородный и др., 1982].

ИВСЗ в своём развитии на протяжении почти 750 млн. лет пережила несколько этапов (с длительными перерывами в осадконакоплении) – континентальный рифтогенез, стадию океанизации, островодужную и коллизионную. Таким образом, вулканогенно-осадочные комплексы ИВСЗ характеризуются формационными и геохимическими признаками накопления в геодинамических обстановках континентально-рифтового, субокеанического, островодужного и окраинно-континентального типов (Минц и др., 1996).

В пределах образований ИВСЗ выявлено четыре типа рудопроявлений: колчеданный, медноколчеданный, колчеданный золото-теллуридный и колчеданный золоторудный. Для большинства рудопроявлений характерно пространственное совмещение различных типов.

Колчеданные рудопроявления выявлены в Южной зоне и западной части ИВСЗ в вулканогенноосадочных породах умбинской и ильмозерской свит и томингской серии в углеродистых и сульфидуглеродистых сланцах, метапесчаниках, метаалевролитах, кварцитах, кварцито-песчаниках и кварцсерицито-карбонатных сланцах (рис. 1) в виде пластовых, линзовидно-пластовых залежей мощностью от нескольких см до 5-10 м, протяженностью от десятков до сотен м. Южная зона ИВСЗ сложена пёстрым набором осадков и вулканитов ильмозёрской, самингской и панареченской свит и томингской серии. Ильмозерские и панареченские базальты петрохимически близки к океаническому типу, а смешанный геохимический тип пород Южной зоны ИВСЗ в целом (толеитовых базальтов в сочетании с эффузивами среднего и кислого состава) позволяет отнести к окраинно-континентальному типу, включая проявления магматизма тыловых зон растяжения и задугового спрединга [Глубинное строение ..., 2010].

Медно-колчеданные рудопроявления расположены в центральной и южной частях ИВСЗ и, в основном, в вулканитах умбинской свиты (рис. 1) в приконтактовых частях покровов лав с горизонтами и линзами осадочных и туфогенных пород в виде линзовидных тел мощностью от десятков см до первых десятков метров и протяженностью до 100 м. Породы умбинской свиты и стратиформные рудопроявления сформировались в ятулийский Усповные обозначения пород ИВСЗ w, m 50 KM

Рис. 1. Схема геологического строения Имандра-Варзугской структурной зоны (ИВСЗ). Использована геологическая основа карты под ред. Митрофанова Ф.П. (Пожиленко и др., 2002, Приложение №1)

базовые, пикритовые порфириты, туфы, подушечные лавы; в) риолиты, дацитовые, андезито-дацитовые порфириты. 8 – *томингская серия*: а) филлиты, туфосланцы с линзами карбонатных пород и кварцитов; б) базальты, зеленые и углеродистые сланцы; в) переслаивание андезитовых пофиритов, туфов, алевропелито-вых сланцев; т) Соустовский массив нефелиновых сиенитов. 9 – разрывные нарушения. 10 – граница ИВСЗ; 11 –рудопроявления: а) колчеданные; б) медно-колчеданные; *– пурначская свита*: амфиболиты, андезито-базальты. 2 – кукиинская свита: а) аркозовые метапесчаники, конгломераты; б) диабазы, амфиболиты. 3 – сейдоречен*ская свита*: а) кварциты, полевошпат-кварцевые метапесчаники; б) мандельштейны, диабазы; в) базальтовые порфириты; г) перидотиты, пироксениты, габбронориты, массивы: Мончегорский, Федорово-Панский, Ондомозерский; д) риолито-дациты, дациты, андезито-дациты. 4 – полисарская свита: а) конгломераты, полимиктовые, вые, андезитовые порфириты, туфы. 6 – *ильмозерская свита*: а) аркозовые песчаники, кварциты; б) известняки, доломиты; в) алевролитовые сланцы, филлиты; г) диабазы, туфы, туфобрекчии; д) габбро, пироксениты кукшинского комплекса. 7 – панареченская серия. а) кварц-серицитовые, карбонатные сланцы, песчаники; б) диааркозовые песчаники, кварциты; б) пикритовые, диабазовые порфириты, туфы. 5 – *умбинская свита*: а) кварциты, песчаники, сланцы, доломиты; б) диабазы, базальтов) колчеданные золото-теллуридные; г) колчеданные золоторудные.



#### Таблица 1. Рудные минералы колчеданных рудопроявлений ИВСЗ.

```
Тип рудопроявлений и рудные минералы
```

*Колчеданный:* пирротин, пирит, халькопирит, сфалерит, марказит, галенит, пентландит, халькозин, ковеллин, мельниковит, маухерит, герсдорфит, саффлорит, арсенопирит, ульманит, золото, ильменит, гематит.

*Медноколчеданный:* борнит, медь, серебро, куприт, дигенит, халькозин, ковеллин, халькопирит, интерметаллиды Cu-Zn, гематит, магнетит.

Колчеданный золото-теллуридный: пирит, халькопирит, галенит, сфалерит, золото, серебро, джирит, дигенит, молибденит, халькозин, ковеллин, кубанит, борнит, виттихенит, фаматинит, тетраэдрит, буланжерит, арсенопирит, кобальтин, герсдорфит, костибит, стибнит, теллуриды и сульфотеллуриды Аu-Ag, теллуриды и сульфотеллуриды Bi и Pb, пирротин, марказит, пентландит, макинавит, виоларит и др.

*Колчеданный золоторудный:* пирит, арсенопирит, сфалерит, галенит, золото, халькопирит, медь, пирротин, пентландит, ульманит, гематит.

Таблица 2. Сравнительная таблица минералов Сu-Fe в рудах гидротермальных систем Мирового океана [Мелекесцева, 2004] (1), колчеданных месторождений Урала [Зайков и др. 2001] (2) и колчеданных рудопроявлений ИВСЗ (3).

Минерал	Формула	1	2	3	Минерал	Формула	1	2	3
Медь	Cu	+	+	+	Нукундамит	$Cu_{3.4}Fe_{0.6}S_4$	+		
Халькозин	Cu <sub>2</sub> S	+	+	+	Идаит	Cu <sub>3</sub> FeS <sub>4</sub>	+	+	
Джарлеит	$Cu_{31}S_{16}$	+	+		Халькопирит	CuFeS <sub>2</sub>	+	+	+
Анилит	$Cu_7S_4$	+	+		Кубанит	CuFe <sub>2</sub> S <sub>3</sub>	+	+	+
Дигенит	Cu <sub>1,8</sub> S	+	+	+	Изокубанит	CuFe <sub>2</sub> S <sub>3</sub>	+	+	
Роксбиит	Cu <sub>1.78</sub> S	+			Тетраэдрит	$(Cu,Fe)_{12}Sb_4S_{13}$	+	+	+
Джирит	Cu <sub>8.5</sub> S <sub>5</sub>	+		+	Теннантит	$(Cu,Fe)_{12}As_4S_{13}$	+		
Спионкопит	Cu <sub>1.32</sub> S	+	+		Аргентотеннантит	$(Ag,Cu)_{10}Fe_2As_4S_{13}$			+
Ярроуит	Cu <sub>1.2</sub> S	+			Эмплектит	CuBiS <sub>2</sub>		+	+
Ковеллин	CuS	+	+	+	Виттихенит	Cu <sub>3</sub> BiS <sub>3</sub>		+	+
Борнит	Cu <sub>5</sub> FeS <sub>4</sub>	+	+	+	Фаматинит	Cu <sub>3</sub> SbS <sub>4</sub>		+	+

этап в развитии ИВСЗ, который рассматривается как период рассеянного рифтинга и умеренного проявления щелочно-базальтового вулканизма [Минц, 2007].

Колчеданное золото-теллуридные рудопроявления расположены в Панареченской вулканотектонической структуре размером 8×21 км Южной зоны ИВСЗ (рис. 1) в виде субсогласных рудных тел мощностью 1–2 м и протяженностью до 250 м в метасоматитах по монцонитам, метапесчаникам, метариодацитам, метаандезитам и риолитодацитам [Волошин и др., 2010; Чернявский и др., 2010]. Учитывая смешанный геохимический тип пород панареченской свиты с преобладанием вулканитов среднего и кислого состава, их можно отнести к окраинно-континентальному островодужному типу.

Рудопроявления колчеданного золоторудного типа выявлены в юго-восточной части ИВСЗ (рис. 1) в виде кварцевых жил и штокверков в различных осадочных и вулканогенных породах пурначской, кукшинской, сейдореченской и полисарской свит. Геологические особенности разрезов этих свит и Северной зоны ИВСЗ свидетельствуют об их рифтогенной природе и внутриплитных условиях формирования магм, тогда как геохимические особенности вулканитов указывают на островодужное происхождение магм, что, более вероятно, обусловлено контаминацией их коровым веществом [Глубинное строение ..., 2010]. Типы рудопроявления в ИВСЗ характеризуются определенным набором рудных минералов (табл. 1).

Уральский тип колчеданных месторождений характеризуется широким распространением теллуридной минерализаци [Зайков и др. 2001]. В ИВСЗ, особенно в Панареченской вулкано-тектонической структуре, в рудных ассоциациях минеральные формы теллуридов также широко распространены. Они создают две ветви: минералы с видообразующей ролью Au и Ag и теллуриды и сульфотеллуриды Bi и Pb, которые относятся к группе тетрадимита и алексита [Волошин и др., 2010].

В табл. 2 проведено сравнение представительности минералов главных видообразующих рудных металлов – Си и Fe в разных рудоформирующих системах и показана близость в них минеральных ассоциаций.

По поводу металлоносности углеродистых толщ ИВСЗ ранее отмечалось, что "основным источником рудных и малых элементов и серы в них являются вулканические и в первую очередь эксгалятивные процессы" и определяющая роль принадлежит эксгалятивной сере, обеспечивающей осаждение халькофилов и создание восстановительной среды в осадках [Мележик и др., 1988]. Позднее в публикации [Борисов, Нерадовский, 2000] было отмечено, что процесс формирования стратиформных колчеданных руд, залегающих среди сульфидно-углеродистых сланцев и базальто-

ВУЛКАНИЗМ И ГЕОДИНАМИКА, Екатеринбург, ИГГ УрО РАН, 2011

вых лав Печенгско-Варзугской рифтовой системы, в значительной мере сходен с механизмом эволюции "черных курильщиков" современного океанического дна. Кроме того, считалось, что в формировании эпигенетических руд в продуктивных толщах Печенги и ИВСЗ одним из главных факторов была субмаринная "деятельность флюидногидротермальных систем мантийного и/или корового уровня" [Минц и др., 1996; Глубинное строение..., 2010].

Минеральный состав (табл. 1 и 2), структурное положение и морфология рудопроявлений, а также геодинамическая интерпретация вмещающих пород ИВСЗ свидетельствует об их сходстве с уральскими колчеданными месторождениями [Зайков и др., 2001] и рудами гидротермальных систем Мирового океана. На основании этого можно сделать предположительный вывод об их генетическом родстве.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Борисов А.Е., Нерадовский Ю.Н. Стратиформное колчеданное оруденение Печенгско-Варзугской раннепротерозойской рифтовой системы (Кольский полуостров) // Литология и полезные ископаемые центральной России. Воронеж: ВГУ. 2000. С. 15.
- Волошин А.В., Чернявский А.В., Войтеховский Ю.Л. и др. Минералы системы Bi (Pb) – Te – S в Панареченском Au-Ag эпитермальном месторождении (Кольский олуостров) // Современная минералогия: от теории к практике. Мат-лы XI съезда РМО. СПб. 2010. С. 161–162.

- Зайков В.В., Масленников В.В., Зайкова Е.В. и др. Рудно-формационный и рудно-фациальный анализ колчеданных месторождений Уральского палеоокеана // Миасс: ИМин УрО РАН. 2001. 212 с.
- Загородный В.Г., Предовский А.А., Басалаев А.А. и др. Имандра-Варзугская зона карелид (геология, геохимия, история развития). Л.: Наука. 1982. 280 с.
- Мележик В.А., Басалаев А.А., Предовский А.А. и др. Углеродистые отложения ранних этапов развития Земли (геохимия и обстановка накопления на Балтийском щите). Л.: Наука. 1988. 197 с.
- Мелекесцева И. Ю. Кадастр гидротермальных систем Мирового океана с рудной минерализацией // Металлогения древних и современных океанов-2004. Достижения на рубеже веков. Т. 2. Миасс: ИМин УрО РАН, 2004. С. 232–252.
- Минц М.В., Глазнев В.Н., Конилов А.Н. и др. Ранний докембрий северо-востока Балтийского щита: Палеоггеодинамика, строение и эволюция континентальной коры. М.: Научный мир. 1996. 287 с.
- Глубинное строение, эволюция и полезные ископаемые раннедокембрийского фундамента Восточно-Европейской платформы: Интерпретация материалов по опорному профилю 1-ЕВ, профилям 4В и ТАТСЕЙС: В 2 т. + комплект цветных приложений. М.: ГЕОКАРТ: ГЕОС. 2010. Т 2. 400 с.
- Пожиленко В.И., Гавриленко Б.В., Жиров Д.В. и др. Геология рудных районов Мурманской области. Апатиты: изд. Кольского НЦ РАН. 2002. 359 с.
- Чернявский А.В., Войтеховский Ю.Л., Волошин А.В. и др. Au-Ag-Te минералы в малосульфидных эпитермальных месторождениях Кольского полуострова и Северной Карелии // Золото Кольского полуострова и сопредельных регионов. Тр. Всерос. научн. конф. Апатиты. 2010. С. 203–209.

# МЕТАЛЛОГЕНИЯ ВНУТРЕННЕЙ ЗОНЫ ОЧВП

© 2011 г. А. В. Волков\*, А. А. Сидоров\*, А. Д. Чехов\*\*, К. В. Уютнов\*

\*Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, Москва, tma2105@mail.ru \*\*Северо-Восточный комплексный научно-исследовательский институт ДВО РАН,

Магадан, chekhov@neisri.ru

В последнее время становится все более очевидным, что Охотско-Чукотский вулкано-плутонический пояс (ОЧВП) по своей промышленной золотосереброносности - металлогеническая провинция мирового значения. Эта гигантская по своим размерам структурная единица протяженностью более 3000 км представляет собой единое постаккреционное образование, наложенное на разнородный ансамбль террейнов Верхояно-Чукотских мезозоид. Аккреция террейнов, завершившаяся в готерив-альбское время, в целом фиксирует собой становление в регионе новообразованной позднемезозойской континентальной коры, хотя в фундаменте отдельных ее структур развита и более древняя, вплоть до докембрийской, ее разновидность. Характеристике особенностей геологии и металлогении ОЧВП в целом посвящена статья [Сидоров и др., 2009] а ниже рассмотрены отличительные особенности металлогении его внутренней зоны.

Внутренняя зона ОЧВП образована террейнами периокеанической (окраинноморской) окраины, аккретированными к новообразованному мезозойскому континенту в начале альба. Кони-Мургальская группа террейнов представляла собой с позднего палеозоя (а возможно, с вендараннего палеозоя?) по неоком включительно различные части долгоживущей островодужной системы, на последнем этапе своего развития превратившейся в окраинно-континентальную магматическую дугу, то есть собственно ОЧВП. Металлогенические особенности внутренней зоны определяются преимущественно колчеданными и медно-порфировыми рудноформационными рядами (табл. 1). Во внутренней зоне ОЧВП к настоящему времени выявлены лишь единичные рудные районы с золото-серебряным оруденением. Проведенные исследования позволяют представить последовательность развития оруденения внутренней зоны ОЧВП на динамических схемах окраинноморской литосферы региона (Олюторско-Тайгоносский профиль) (рис. 1).

В раннем мелу (готерив-альб) в пределах юрского аккреционного комплекса на Тайгоносском кратоне погруженного типа развивались плутоногенные золото-сульфидные (пиритарсенопиритовые) рудоносные зоны с золотокварцевыми жилами. Толщи комплекса содержали колчеданные залежи (тип куроко?) и зоны вкрапленных руд серебро (золото-серебро)-сульфидного типа (рис. 1б). В пределах базальтово-андезитовой субморской дуги развивались рудные залежи типа куроко, медно(молибден)-порфировые руды с золотосеребряными жильными сателлитами. В пределах офиолитовой обдукции и аккреционных симаунтов были развиты колчеданные руды кипрского типа с протрузиями (?) ультрабазитов с хромплатиноидной минерализацией. В остаточной дуге, по всей вероятности, были развиты колчеданные и медно-никелевые руды.

В позднем мелу на юрском аккреционном комплексе сформировалась андезит-риолитовая континентальная вулканическая дуга ОЧВП с характерным медно (молибден)-порфировым и жильным золото-серебряном (существенно серебряном и даже олово-серебряном) оруденением. Во внутренней зоне развивались, по-видимому, залежи типа куроко и золото-серебряные руды (жильные куроко). В аккреционном комплексе турбидитов были сформированы медно-колчеданные залежи, в ультрабазитах остаточной дуги вероятны медно-никелевая и хром-платиновая минерализация и более поздние (палеоген-неогеновые) золотосеребро-теллуридные жилы. Олюторская островная дуга характеризуется, по-видимому, типичными рудными формациями островодужных террейнов (рис. 1а).

Во внутренней зоне ОЧВП роль меднопорфировой базовой формации рассматривается как определяющая, а золото-серебряные месторождения этого ряда как наиболее перспективные. При этом в кайнозоидах Корякии выявлена платинометальная и ртутная минерализация базитультрабазитовых рядов и предполагается широкое развитие золото-сульфидной минерализации. В послемеловых осадочных бассейнах Чукотки и впадин Охотского моря, структурно связанных с рудоконтролирующими разломами, отмечены многочисленные газо- и нефтепроявления [Сидоров и др., 20096].

Палеоостроводужная природа внутренней зоны ОЧВП позволяет предполагать широкое развитие в ее пределах колчеданно-полиметаллического ряда рудных формаций. Это подтверждает широкое развитие формации "зеленых туфов" и



**Рис. 1.** Размещение рудных месторождений на схемах эволюции активной континентальной окраины Евразии в раннем (а) и позднем (б) мелу. Линия разрезов примерно соответствует пересечению от Авековского блока п-ова Тайгонос через Пенжинский кряж (Корякское нагорье) к Олюторке.

1 – литосферная мантия (а) и океаническая кора (б); 2 – континентальная кора древняя (а) и новообразованная мезозойская (б); 3 – окраинноморская (формирующаяся ювенильная) кора; 4 – аккреционный клин (а) и метаморфиты (б) в зоне субдукции; 5 – островные дуги зрелые (а) и юные (внутриокеанические) (б); 6 – андезит-риолитовая окраинноконтинентальная вулканическая дуга (Охотско-Чукотский вулканический пояс); 7 – обдуцированные офиолиты (а) и олистостромы (б); 8 – преддуговые туфо-терригенные прогибы и молассы; 9 – магматические каналы; 10 – рудные месторождения. Базовые рудные формации: золото-кварц-сульфидная – Au3, золото-сульфидная вкрапленная – Au-Sd, серебро-сульфидная вкрапленная – Ag-Sd, медно-молибден-порфировая – Cu-Mo; колчеданно-полиметаллическая – Cu-Pb-Zn; медно-никелевая – Ni-Cu-Pt; хром-платиноидная – Cr-Pt; олово-порфировая – Sn-Sd. Рудные формации: 6 – золото-серебряная эпитермальная – серецитовый подтип – Au-Ag-Ls; золото-серебряная – алунитовый подтип – Au-Ag-Hs; золото-кварцевая – Au-Q; золото-редкометальная – Au-Bi-Te, серебро-полиметаллическая (жильное куроко – Ag-Pb-Zn).

колчеданно-полиметаллических рудопроявлений, предположительно типа Куроко, в центральной части внутренней зоны на полуострове Тайгонос (Вискучанская зона).

На эту возможность указывает также обнаруженные при изучении медно-порфировых месторождений Кони-Пъягинской группы в диоритовых интрузивах ксенолиты пропилитизированных базальтов с типичным медно-колчеданным оруденением. В результате изучения состава ксенолитов и структурно-металлогенических построений нами был сделан вывод о том, что источником меди для месторождений Северного Приохотья могли служить колчеданные залежи вулканогенноосадочных островодужных комплексов, залегающих в основании внутренней зоны позднемезозойского Охотско-Чукотского вулканогенного пояса [Волков и др., 2006]. Следует отметить, что колчеланно-полиметаллические месторожления типа Куроко входят в число главных мировых источников Cu, Pb, Zn; кроме того, из них добываются попутно значительные количества Au и Ag [Galley et al., 2007]. На связь медно-порфировых месторождений с колчеданными обращали внимание Ч.Мейер [1984] и В.С.Попов [1979]. В частности, последний предлагал даже исключить из класса медно-порфировых ряд месторождений Рудного Алтая, Южного Урала, Армении и участок Серо-Колорадо в рудном поле Рио-Тинто Испании на только том основании, что эти месторождения тесно связаны с колчеданными залежами и сопровождающими их натровыми (немонцонито-

5 1 1	1 1		
Наименование рудно-	Типы террейнов	Рудные формации ряда	Примеры месторождений
формационных рядов	11	(оазовые формации выделены)	
а) Платинометалльный	Океанической коры, офи-	ПЛАТИНОМЕТАЛЛЬНАЯ, ХРО-	Пекульнейский р-н,
акцессорный, б) Хро-	олитовые	МИТОВАЯ, вольфрам-ртутная,	Тамватней (W,Hg)
митовый (Pt)		золото-редкометалльная (теллу-	
		ридная)	
Кварц-сульфидный	Флишевых бассейнов	ЗОЛОТО-КВАРЦ-СУЛЬФИДНАЯ	Дегдекан, Токичан, Штур-
вкрапленных руд (sd).	окраин континентальных	ВКРАПЛЕННЫХ РУД, золото-	мовское Утинское (Au),
Золотоносный	блоков и окраинных мо-	кварцевая; касситерит-кварцевая,	Пыркакай (Sn), Иультин
(Au-sd)	рей (доаккреционные и	касситерит-силикатная. касси-	(W.Sn). Бутыгычаг (U.Sn)
	коллизионные этапы)	терит-сульфилная, вольфрамит-	
	,	касситерит-кваршевая, урановая.	
		сурьмяная	
Золото-сульфилный	Флишевых бассейнов	ЗОЛОТО-СУЛЬФИЛНАЯ ВКРА-	Майское Наталкинское
вкрапленных рул	окраин континентальных	ПЛЕННЫХ РУЛ зопото-квар-	Нежланинское Школь-
(Au-sd2)	блоков континентально-	цевая зопото-релкометапльная	ное (Ац) Сопка Рулная
(114 542)	го шельфа (до- пост- и	зопото-серебряная зопото-поли-	$(Au Ag) \Pi a \pi g H c K c e \Pi \pi a$ -
	аккрешионный этапы)	метаплическая сурьмяно-ртутная	менное (Hg Sh)
Серебро-сульфилный	Флишевых бассейнов	СЕРЕБРО- СУЛЬФИЛНАЯ ОЛО-	Запалное Верхоянье.
(Ag-sd)	окраинных морей и	ВО-ПОРФИРОВАЯ касситерит-	Магазейское Прогноз
(115 54)	окраин континентальных	силикатно- сульфилная золото-	$(A \sigma Ph Zn) Oмсукчанский$
	блоков (до- пост- и ак-	серебряная (существенно сере-	п-н. Лукат (Ад) Полгоп-
	крешионный этапы)	бряная) зопото-релкометалльная	$\mu_{OP} = (A_{U} C_{O}) X_{PT2} (Sn Ag)$
	креционный этаны)	оряная), золото редкометаллыная	Валькумей (Sn)
Мелно-сульфилный	OCTROBULIX INT KOUTHLEH-	МЕЛНО- (МОЛИБЛЕН)-	Баимский п-н Песнан-
(Cu-sd)	тальных рифтов офио-	ПОРФИРОВАЯ зопото- рел-	ка (Cu Mo) Весеннее
(Cu su)	питовые	кометацикная полиметациие-	$(A_{11} A_{32})$ Чимчемемень
	JIIIOBBIC	ская зопото-серебряная зопото-	(На) Кони-Мургальский
		теппурилная ртутная	п-н
Колиеланный (M-S)	OCTOORNELY TWE CONTRIDEN-	СВИНИОВО-ШИНКОВАЯ	ри Омулевский р-н. Битум-
(стратиформный)	тального шельфа		$C_{\text{ПВИГ}}$ (Ph Zn) BUVTDEHUgg
$(Cu_Ph_7n)$	тального шельфа	голото-серебряная голото-суль-	$OUB\Pi$ (10,21), Bhy Ipenniz
		фицио-крариерая	и Тамратиейский рани
Weneswerthy resources	Кратонный	ΨΗΠΕЗИСТЫЕ КВΔΡΙΙИТЫ	- и тамватненский р-ны. Южно-Омолонский р-н
(Ге)		REALSHCIDIE RDAI URIDI,	
		титорая голото-сульфилио-крар	$\int dr $
		инговал, золото-сульфидно-квар-	Jana (11,12)
L	1	цовая, золото-сереоряная	

Таблица 1. Рудноформационная характеристика террейнов Северо-Востока России

<sup>1</sup> В скобках символы рудноформационных рядов

идными) магматическими породами. также отмечает элементы подобия в рудно-метасоматической колонке колчеданных и медно-порфировых месторождений. Эти факты указывают на то, что медно-порфировые системы зародились в магматических провинциях, металлогенические характеристики которых аналогичны системам древних вулканогенных колчеданных провинций. Среди месторождений-сателлитов колчеданных залежей широко распространены как золотые (золотосодержащие), так и серебросодержащие (рис. 3). Характерная особенность этого ряда – месторождения "жильного-куроко" (Тайохо, Япония, Мутновское, Камчатка, Россия). Рудноформационные ряды колчеданных месторождений обычно полихронны и во многом подобны медно-порфировым рядам рудных формаций (табл. 2, рис. 3).

Элементы металлогенической однородности протяженных тектоно-магматических зон ОЧВП имеют различную природу и нередко трудно объяснимы с позиций мобилистской террейновой концепции. Вместе с тем глобальная металлогеническая однородность Внутренней зоны ОЧВП генетически обоснована в связи с тем, что эта зона представлена одним островодужным террейном.

Таким образом, во внутренней зоне ОЧВП можно ожидать развитие всего многообразия месторождений цветных и благородных металлов присущего как колчеданно-полиметаллическому, так и меднопорфировому рудноформационным рядам. Вещественный состав руд колчеданных залежей обычно хорошо коррелирует с минеральными ассоциациями преимущественно жильных месторожденийсателлитов. Во внутренней зоне ОЧВП весьма реальны перспективы открытия новых колчеданных месторождений (типа Куроко) и их сателлитов.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект 11-05-00006-а) и Программы ОНЗ РАН № 2.

ВУЛКАНИЗМ И ГЕОДИНАМИКА, Екатеринбург, ИГГ УрО РАН, 2011

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- 1. Волков А.В., Савва Н.Е., Сидоров А.А. и др. Пространственное распределение и условия образования золотоносных Си-Мо порфировых месторождений на северо-востоке России. Геол. рудн. месторожд. 2006. Т. 46. № 6. С. 512–539.
- Мейер Ч. Процессы рудообразования в геологической истории // Генезис рудных месторождений. М.: Наука, 1984. С. 13–71.
- 3. **Попов В.С.** Геология и генезис медно и молибденпорфировых месторождений. М.: Наука, 1977. 204с.
- 4. Сидоров А.А., Белый В.Ф., Волков А.В и др. Золото-сереброносный Охотско-Чукотский вулкано-

генный пояс // Геология рудн. месторождений, 2009. Т. 51, № 6. С. 512–527.

- 5. Сидоров А. А., Волков А. В., Глотов В. Е. О связях рудоконтролирующих разломов с послемеловыми осадочными бассейнами и проявлениями углеводородов // Докл. РАН. 2009.Т.429. № 3.С.374–377.
- Galley A., Hannington M., Jonasson I., Volcanogenic Massive Sulphide Deposits / Goodfellow, W.D., ed., Mineral Deposits of Canada: A Synthesis of Major Deposit-Types, District Metallogeny, the Evolution of Geological Provinces, and Exploration Methods // Geological Association of Canada, Mineral Deposits Division, Special Publication No. 5, p. P. 141–161.

———— VI. ГАЗО-ГИДРОТЕРМАЛЬНЫЕ ПРОЦЕССЫ И РУДООБРАЗОВАНИЕ ————

# ПЕРСПЕКТИВЫ РУДОНОСНОСТИ ВУЛКАНА КУДРЯВЫЙ (КУРИЛЬСКИЕ ОСТРОВА) С УЧЕТОМ АЭРОГЕОФИЗИЧЕСКИХ ДАННЫХ

# © 2011 г. Т. В. Володькова

Институт Тектоники и Геофизики ДВО РАН, Хабаровск, volodkova@itig.as.khb.ru

Курильские острова изучались с использованием комплекса геофизических методов, в том числе, сейсморазведки ГСЗ, МОВЗ, гравиметрии, измерений теплового потока, петрофизики; крупнейшие из них покрыты крупномасштабной аэрогеофизической съемкой с использованием аппаратуры СКАТ-77. Среднеквадратическая погрешность измерения магнитного поля при этом составляет до 5 нТл, а точность измерения содержаний естественных радиоактивных элементов (ЕРЭ): по урану –  $(0.1-0.15)*10^{-4\%}$ , торию –  $(0.55-0.65)*10^{-4\%}$ , калию – (0.05–0.10)%. Магматические комплексы и отдельные свиты характеризуются средними фоновыми значениями U/Th, K/Th, U/K; по сравнению с содержаниями ЕРЭ, эти величины меньше зависят от погрешностей съемки и сопоставимы с результатами наземных исследований. Расхождения данных аэрогаммаспектрометрии и наземных исследований оцениваются величиной  $(1-2)_*\sigma$ , где  $\sigma$  – абсолютная среднеквадратическая погрешность (для U/Th – 0.1; для K/Th – 0.1\*10<sup>-4</sup>; для U/K – 0.25\*10<sup>4</sup>). Когда значения содержаний ЕРЭ комплексов низки и приближаются к пороговым, погрешности измерения отношений ЕРЭ резко возрастают, поэтому при расчете характеристик отношений ЕРЭ недопустимо применять величины содержаний ЕРЭ ниже пороговых значений (для урана -0.2-0.25\*10<sup>-4</sup>%, тория - 0.5\*10<sup>-4</sup>%, калия – 0.2–0.25%). Практический опыт показывает: на площадях, где преобладают комплексы нормальной и повышенной радиоактивности, значения погрешностей измерения содержаний ЕРЭ при использовании аппаратуры III - IV поколения не превышают 10%, а отношений ЕРЭ << 10%. Значения отношений ЕРЭ в тексте даются в условных единицах, для перевода их в абсолютные величины, надо учесть вышеприведенные коэффициенты. На Курильских островах выделяется цепь вулканических центров диаметром порядка 50-100 км, для которых типично концентрически-кольцевое зональное строение; к их эпицентрам приурочены локальные аномалии теплового потока на картах масштаба 1:2500000. Зональность проявлена закономерным концентрически-кольцевым распределением магматических комплексов различного состава. С учетом морфологии и фона магнитного поля, а также распределения локальных аномалий  $\Delta T$ 

интенсивностью более 1500 нТл, в вулканических центрах четко выделяются внутренняя и внешняя зона, конформные аномалиям теплового потока; особенности магнитного поля определяются зонами максимального скопления магнитных минералов, на распределение которых влияют величины фугитивности кислорода и процессы "отсадки магнетита" [Пискунов, 1987; Володькова, 2007].

С позиций изотопной геологии, уран, торий, калий относятся к числу наиболее несовместимых элементов, в процессах кристаллизации они имеют тенденцию длительно накапливаться в в магматических очагах и выплавляются только из остаточных порций магм. Их коэффициенты распределения очень близки; именно поэтому средние значения отношений ЕРЭ пород любого состава, вошедших в состав единого магматического комплекса, практически постоянны.

Таким образом, неизмененные породы, сформированные под воздействием процессов кристаллизационной дифференциации в закрытых магматических очагах, вне зависимости от состава, характеризуются постоянством отношений ЕРЭ. Они сближены по возрасту, сопряжены с основными фазами единого магматического цикла, сопоставимого со временем существования магматического очага. Гидротермально-метасоматически измененные породы (со степенью изменения более 10-20%) выделяются аномальными отношениями ЕРЭ. В открытых магматических очагах от фазы к фазе, за счет притока глубинных флюидов, условия кристаллизации магм меняются, поэтому средние значения отношений ЕРЭ магматических пород будут закономерно варьировать. Значения фоновых отношений ЕРЭ магматических комплексов резко варьируют под воздействием гидротермальнометасоматических процессов, мантийного (плюмового) метасоматоза и геодинамических условий. Автором разработана методика, позволяющая дифференцировать эти факторы и определять тип гидротермально-метасоматических процессов по характеристики отношений ЕРЭ. Магматические образования плюмовой природы связываются с ареалами горячих точек.

Магматические породы Курил, близкие по основности, но различные по типу щелочности, часто совершенно идентичны по внешнему облику,

но четко разделяются по фоновым значениям отношений ЕРЭ. В полях корреляции отношений ЕРЭ породы каждого типа щелочности, в зависимости от насыщенности флюидами, образуют три тренда. С использованием этих данных, рассчитаны значения фоновых отношений ЕРЭ ведущих магматических комплексов Курил. По мнению автора, закономерности магматизма Курил определяются относительной степенью влияния Курильского мантийного диапира (по данным других авторов, плюма). Глубина заложения Курильского плюма может составлять порядка 1000 км [Сычев, 1985]. Курильский диапир - мощный термальный источник, который, взаимодействуя с зоной субдукции, способствует обогащению магм H<sub>2</sub>O и флюидами. Именно с его влиянием связано формирование пород относительно повышенной щелочности и эффекта поперечной зональности [Пискунов, 1987; Володькова, 2007].

При изучении действующих Курильских вулканов установлена "курильская последовательность", позволяющая по комплексу признаков оценивать перспективы рудоносности вулканов.

Согласно классической схеме, вулкан может развиваться в течение одного или нескольких законченных циклов. В начале каждого цикла происходит излияние платобазальтов, формируются стратовулканы конической формы, в конце цикла вязкость и давление магм в вулканическом канале повышается и образуется кальдера; после некоторого промежутка затишья, вулканический цикл может повториться [Ритман, 1964]. На Курилах вулканы, сформированные в течение одного цикла, отличаются развитием вулканитов пониженной щелочности, интенсивных гидротермальнометасоматических изменений и отсутствием процессов "магнетитовой отсадки". Для вулканов, формировавшихся длительно, типичны мощные ареалы "магнетитовой отсадки", отсутствие развитых гидротермальных систем и преобладание вулканитов нормальной и повышенной щелочности. У вулканов первого типа на глубине по данным МОВЗ фиксируются единичные коровые магматические очаги или они вовсе отсутствуют; для вулканов второго типа характерны многочисленные коровые и мантийные очаги. "Курильская последовательность" отражает постепенное изменение набора этих признаков в зависимости от стадии развития вулканов, по сути - это упрощенная схема преобладающего процесса развития вулканов, обычно неперспективных на руды металлов. Так, обычно, гидротермальнометасоматические системы формируются после окончательной кристаллизации застывания единичных магматических очагов (образования интрузий на глубине); разрыв по времени между этими процессами составляет порядка 20000-80000 лет. На основании этих данных предшественниками был сделан вывод: среди одноцикличных стратовулканов – производных единичных магматических очагов в принципе могут быть перспективны на оруденение только верхнеплейстоценовые Q<sub>III</sub>, либо вулканы должны иметь более сложное строение [Курильские острова..., 2004]. Эти данные в целом согласуются с нашими заключениями, но "курильская последовательность" предполагает еще более жесткие ограничения для вулканов, перспективных на руды металлов.

Действительно, для одноактных стратовулканов, с полностью закристаллизованными единичными магматическими очагами, если их возраст не менее 20000-80000 тысяч лет, типичны хорошо проявленные гидротермально-метасоматические системы. В сложных многоцикличных вулканах с большим количеством магматических очагов продолжается активная магматическая деятельность, препятствует развитию гидротермальночто метасоматических систем. Вулканы, перспективные на руды металлов, обычно пространственно коррелируются с мантийными магматическими очагами и одновременно обладают мощной гидротермально-метасоматической системой, что не согласуется с "курильской последовательностью". Этот вывод подтвержден исследованиями крупных месторождений континента, связанных с палеовулканами. Установлено, что для этих объектов типичны как ярко выраженные гидротермальнометасоматические системы, так и явные признаки многоцикличности формирования и присутствие магматических комплексов плюмовой природы. С другой стороны, объекты, связанные с палеовулканами континента, не могут быть полными аналогами действующих курильских вулканов [Володькова, 2010]. Тем не менее, предварительные данные по вулканам Кунашира (с учетом наличия рудопроявлений в ареалах действующих вулканов или их полного отсутствия) позволяют заключить, что для перспективных курильских вулканов также отмечается отсутствие "курильской закономерности". На Кунашире наиболее перспективным является вулканический ареал, в котором совмещены остатки древнего многовыходного вулкана и более поздний стратовулкан Руруй. По-видимому, именно в таком случае, когда пространственно совмещены два разновозрастных вулкана и разнотипные условия, перспективы рудоносности вулканического ареала резко возрастают.

Кальдерный вулкан Медвежий (остров Итуруп) включает в себя остатки доледниковой кальдерной постройки, диаметром 8–9 км. Внутренняя часть кальдеры заполнена молодыми послеледниковыми вулканитами, андезитами, андезит-базальтами и базальтами; отмечаются также лавы дацитового состава. Внутри древней кальдеры выделяется тектоническая структура субширотного простирания: небольшой хребет, представленный вулканически-

ми конусами и разновозрастными куполами (конусы Медвежий, Средний, Кудрявый, купол Меньшой брат и другие). Таким образом, кальдера Медвежий была сформирована в течение двух или более циклов. Кроме доледниковой и послеледниковой эпохи формирования вулканизма, по некоторым признакам, возможно выделение и промежуточной, межледниковой (?) эпохи, к ней могут относиться экструзивные купола в южной части кальдеры [Горшков, 1967]. Наиболее известен конус Кудрявый, где выявлено уникальное по составу комплексное проявление редких элементов и золота, содержащее рений, индий и другие элементы. Оруденение рения на вулкане Кудрявый связывают с фумарольной деятельностью; в связи с этой находкой, Курильские острова приобретают значение как новая редкометалльная провинция [Курильские острова..., 2004].

По морфологии и интенсивности магнитного поля (данные аэромагнитной съемки масштаба 1:50 000) четко выражены краевые обрывы, ограничивающие кальдеру Медвежий, а также хорошо дифференцированы доледниковые и послеледниковые вулканические комплексы. Древние вулканиты, слагающие фрагменты полуразрушенной кальдеры, характеризуются дифференцированным положительным полем  $\Delta T$  интенсивностью до (5–7.5)\*10<sup>2</sup> нТл, молодые вулканиты – дифференцированным отрицательным магнитным полем интенсивностью до -(10-12.5)\*10<sup>2</sup> нТл. Большинство конусов и кратеров, в том числе, упомянутые экструзивные в южной части кальдеры, характеризуются положительными локальными аномалиями магнитного поля интенсивностью (2.5-7.5) \*10<sup>2</sup> нТл. Исключение составляет ареал конуса Медвежий: здесь в пространстве тесно сопряжены конусы Медвежий, Средний, Кудрявый и остатки более древнего субмеридионального гребня, который представляет собой, возможно, следы разрушенной соммы [Горшков, 1967]. Область их сложного пространственного наложения соответствует довольно крупному ареалу положительного магнитного поля интенсивностью до 10\*10<sup>2</sup> нТл, которая морфологически выглядит как типичное "магнетитовое ядро", характерное для процессов "магнетитовой отсадки" и многоцикличных вулканов. Следует подчеркнуть, что по площади развития это "магнетитовое ядро" является относительно небольшим, что косвенно отражает небольшой вклад мантийных магм плюмовой природы. Это соответствует данным МОВЗ, согласно которым под вулканом Медвежий выделены глубинные разломы и магматические очаги. "Последние установлены на глубине от 4 до 8 км в гранито-гнейсовом слое, на глубинах 11-19 км в гранулито-гнейсовом и на глубинах 15-23 км" (Т.К. Злобин, стр. 134 [Курильские острова..., 2004]). По площади эти очаги весьма обширны их диаметры от 5-6 до 10 км. С учетом характеристик отношений ЕРЭ, в строении кальдеры также выражена грубая зональность, причем, на периферии преобладают породы повышенной основности и пониженной щелочности. Центральная часть кальдеры, примыкающая к субширотной цепи вулканических конусов и куполов, представлена вулканитами нормальной щелочности с характеристиками U/K≥ 1-1.5. В пределах кальдеры, по значениям отношений ЕРЭ, развиты довольно интенсивные гидротермально-метасоматические изменения. Ареалы гидротермально-метасоматических изменений, создающих локальные аномалии отношений ЕРЭ, сосредоточены в области выходов древней кальдеры и центрального хребта субширотного простирания. Локальные аномалии отношений ЕРЭ, соответствующие вторично измененным породам, выделяются вблизи всех вышеперечисленных куполов и конусов. Внешняя зона метасоматитов, приуроченная к краевым обрывам кальдеры Медвежий и фрагментам древней разрушенной кальдеры, выделяется менее четко. Таким образом, в ареале вулкана Медвежий присутствуют все аномальные признаки, характерные для перспективных на руды металлов вулканов. К их числу относятся: многоцикличность строения, подтвержденная фиксацией множественных, достаточно глубинных магматических очагов, площадное развитие известково-щелочных магматических комплексов и достаточно выраженной гидротермальнометасоматической системы, а также наличие небольшого, но контрастного "магнетитового ядра". Конкретно, конус Кудрявый, где обнаружено проявление рения, пространственно сближен с конусом Средний и фактически наложен на фрагмент древней субмеридиональной структуры (разрушенной соммы?).

Таким образом, вулкан Медвежий обладает многими признаками (наличие ярко выраженной гидротермально-метасоматической системы, крупных ареалов пород нормальной и повышенной щелочности, "магнетитового ядра" либо "магнетитовой оторочки", крупных и множественных магматических очагов (и интрузий) на глубине, плейстоценовых страровулканов, выраженная многоцикличность формирования) типичными для всех вулканов, перспективных на руды металлов. Следует подчеркнуть, что перечисленные выше признаки позволяют оценить рудные перспективы вулкана в целом, но их недостаточно для выявления рудной специализации (например, редкометалльной).

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ.

- 1. Володькова Т.В. Особенности магматизма острова Кунашир (Курильская островная дуга) по аэрогеофизическим данным // Тихоокеан. геология. 2007. № 6. С. 15–37.
- 2. Володькова Т.В. Особенности рудоносных палеовулканических структур Приамурья и вулканов Ку-

рил по аэрогеофизическим данным // Новые и нетрадиционные типы месторождений полезных ископаемых Прибайкалья и Забайкалья: материалы Всерос. научно-практич. конф. Улан-Удэ: ЭКОС, 2010. C. 45-48.

- 3. Горшков Г.С. Вулканизм Курильской островной дуги. М.: Наука, 1967.288 с.
- 4. Курильские острова (природа, геология, землетрясения, вулканы, история, экономика). Южно-

Сахалинск: Сахалинская обл. типогр., 2004. 228 с. Пискунов Б.Н. Геолого-петрологическая специфи-

- 5. ка вулканизма островных дуг. М.: Наука, 1987. 238 с.
- 6. Ритман А. Вулканы и их деятельность. М.: Мир, 1964. 439 c.
- 7. Сычев П.М. Аномальные зоны в верхней мантии, механизм их образования и роль в развитии структур земной коры // Тихоокеан. геология. 1985. № 6. С. 25–35.

# РУДОГЕНЕЗ ВУЛКАНОГЕННО-ПЛУТОНИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ ДОКЕМБРИЯ КАРЕЛИИ

## © 2011 г. А. И. Голубев, В. И. Иващенко

Институт геологии Кар НЦ РАН, Петрозаводск, golubev@krc.karelia.ru

Карельский регион по тектоническому положению подразделяется на три домена, в категориях металлогении соответствующих металлогеническим субпровинциям: Карельской, Свекофеннской и Беломорской, что представляется вполне правомерным и обоснованным. В их пределах развито разнообразное оруденение, относящееся к различным рудным формациям, отражающим специфику геологического развития этих доменов и металлогеническое своеобразие эпох рудообразования, с которыми связано их формирование. [Голубев и др. 2008, 2011]. Наиболее экономически значимой является Карельская металлогеническая субпровинция, рудообразование в пределах которой происходило в обширном временном диапазоне (>3000-610 млн. лет) в разнообразных геологических обстановках, доминирующими среди которых являются связанные с зарождением и эволюцией неоархейских и палеопротерозойских зеленокаменных поясов.

Для раннелопийской металлогенической эпохи (>3 млрд. лет) выделяется только одна рудная формация – урановая березитовая и эйситовая гидротермально-метасоматического генезиса, связанная с плагиогранитовой магматической формацией. Она представлена рудопроявлениями Радужное и Хуккала в Западно-Карельской структурно-формационной зоне (Суоярвский район). Кварцевожильно-штокверковое оруденение молибденит-уранинитового минерального типа приурочено к кварцевым жилам, штокверку микропрожилков и метасоматитам березит-эйситового ряда в межжильном пространстве. Средние содержания урана составляют ~0.02%, прогнозные ресурсы категории Р<sub>2</sub> – 11000 т (Радужное), 80600 т (Хуккала) [Минерально-сырьевая.., 2005].

Со среднелопийской эпохой (3.0-2.8 млрд. лет) связано формирование более разноооруденения, бразного относящегося к нескольким рудным формациям вулканогенноосадочного, гидротермально-метасоматического и магматического генезиса и ассоциирующегося с андезибазальт-базальтовой, коматиит-толеитовой и андезит-дацит-риолитовой углеродистой формациями. Вулканогенно-осадочное оруденение представлено медно-серноколчеданной, колчеданнополиметаллической и железисто-кварцитовой рудными формациями. Наиболее типичным примером медно-серноколчеданной рудной формации Верхне-Вожминское рудопроявление является (Сумозерско-Рыбозерский зеленокаменный пояс). Средние содержания меди 2.1%, прогнозные ресурсы по Р<sub>2</sub> – 65 тыс. т [Минерально-сырьевая.., 2005]. Северо-Вожминское месторождение колчеданнополиметаллической рудной формации, расположено в Каменноозерском рудном районе Сумозерско-Рыбозерского зеленокаменного пояса. Колчеданное оруденение приурочено к двум крутопадающим, субсогласным пластообразным залежам мощностью 3-20.5 м в лопийсих вулканитах, прослеживающимся по простиранию на 200-400 м и падению - до 400 м. Руды - массивные, полосчатые и вкрапленные, представлены халькопиритпиритовым, сфалерит-пиритовым, халькопиритсфалерит-пиритовым и пиритовым минеральными типами. Запасы (тыс. т) меди на месторождении составляют по С<sub>1</sub>+С<sub>2</sub> – 10.2 при среднем содержании 0.28%; цинка по C<sub>1</sub>-18.9, C<sub>2</sub>-15.7, прогнозные ресурсы по P<sub>1</sub>+P<sub>2</sub>-138.6 тыс. т при среднем содержании 1.7% [Минерально-сырьевая..., 2005]. В рудах постоянно присутствует золото (0.1–1.2 г/т) и серебро (5.0–167.1 г/т).

Формация железистых кварцитов представлена месторождением Корпанга и несколькими рудопроявлениями [Минерально-сырьевая.., 2005]. Месторождение Корпанга (С1+С2 – 166 млн. т) приурочено к ядру синклинальной складки шириной до 550 м в кварцито-гнейсо-сланцевой толще и представлено двумя рудными зонами (Западной и Восточной) протяженностью более 3 км при мощности 20-370 м. Рудные зоны инъецированы субсогласными и секущими дайками геллефлинтов, гранитов, габбро, лампроитов, лампрофиров и сиенитов и имеют в целом дискретное строение за счет наличия в их объеме большого числа разномасштабных (мощность 5-120 м, длина - 200-2900 м) тел железистых кварцитов, перемежающихся с разнообразными сланцами, в том числе и углеродсодержащими, мигматитами и безрудными кварцитами. Среднее содержание железа в рудах составляет около 30%.

Оруденение магматического генезиса среднелопийской эпохи представлено медно-никелевой сульфидной в коматиитах рудной формацией (проявления Золотопорожское, Лещевское, Рыбозерское), развитой в металавах базальтов и коматиитов
кумбуксинской свиты в Каменноозерской структуре Сумозерско-Кенозерского зеленокаменного пояса [Минерально-сырьевая..., 2005 и др.]. По состоянию изученности наиболее перспективным представляется рудопроявление Лещевское. Оруденение приурочено к двум горизонтам ультрамафитов, состоящих из серии сложных по морфологии потоков метаперидотитовых коматиитов, переслаивающихся с основными метавулканитами (туфы, базальты), кварцитами и углеродсодержащими сланцами. Рудная вкрапленность и прожилки халькопирит-пентландит-пирротинового состава, местами содержащие также виоларит, хромшпинелиды, магнетит, зигенит и кобальтин, локализованы преимущественно в приподошвенных частях потоков. Рудные зоны с содержаниями (мас. %) никеля 0.37-1.8, меди - 0.02-0.15, кобальта – 0.011–0.062% сильно варьируют по мощности (0.2–5.4 м). Прогнозные ресурсы никеля составляют ~ 34 тыс. т.

Гидротермально-метасоматический тип оруденения представлен тремя рудными формациями, ведущей среди которых является золотосульфидно-кварцевая в shear-зонах, выделяемая на основе месторождений Рыбозеро, Педролампи, Заломаевское и др. Расположенное в Южно-Выгозерском зеленокаменном поясе месторождение Рыбозеро локализовано в коматиитах, базальтах и алюмокремнистых породах и при геолого-промышленной типизации сопоставляется с золоторудными месторождениями типа Шеба [Минерально-сырьевая..., 2005]. Однако его геологические особенности и характеристические параметры полностью соответствуют мезотермальным золоторудным месторождениям орогенического типа в зонах сдвиговых дислокаций. В метасоматитах выявлено два крутопадающих линзовидно-пластовых рудных тела с прожилкововкрапленным оруденением. Минеральный состав руд - пирит, пирротин, халькопирит, галенит, арсенопирит, сфалерит, бурнонит, висмутин, тетраэдрит, алтаит, ульманит, колорадоит и самородное золото. Содержание золота в рудах - 1.0-2.6 г/т (максимальное – 14.0 г/т; средневзвешенное – 1.8 г/т). Возраст оруденения 2.6–2.7 млрд. лет (Рb/Рb метод по галениту). Запасы золота на месторождении Рыбозеро по С<sub>2</sub> составляют 3.28 т, прогнозные ресурсы по Р<sub>2</sub>+Р<sub>3</sub>-15 т [Минеральносырьевая..., 2005].

Позднелопийская металлогеническая эпоха (2.8–2.5 млрд. лет) характеризуется широким спектром рудных формаций гидротермальнометасоматического, магматического, экзогенного и вулканогенно-осадочного генетических типов. К вулканогенно-осадочному типу относится рудная формация железистых кварцитов, представленная месторождениями Костомукшским, Межозерным, Гимольским, результаты детальных исследований по которым содержатся в многочисленных публикациях [Горьковец и др., 1991; Минеральносырьевая.., 2005 и др.]. Следует только добавить, что в рудах этих месторождений постоянно отмечаются значительно повышенные относительно кларка содержания золота.

Из рудных формаций магматического происхождения данной эпохи ведущей является медноникелевая сульфидная ультрамафит-мафитовая, среди рудных объектов которой есть несколько месторождений, имеющих, вероятно, промышленное значение [Минерально-сырьевая..., 2005]. Восточно-Вожминское месторождение связано массивом ультрабазитов и секущей его дифференцированной дайкой верлит-пироксенит-габбровой формации. Месторождение разведано до кат.  $C_1 + C_2$ , запасы руды составляют 1.94 млн. т при среднем содержании Ni – 0.94%, Cu – 0.75%. Медноникелевое оруденение локализуется исключительно среди ультрамафитов, слагающих дайку, приуроченную к тектоническому нарушению СВ простирания и прослежено по падению до глубины 300 м без признаков выклинивания. Руды состоят из пирротина, пентландита, халькопирита, виоларита, сафлорита. Кроме меди и никеля содержат Pt - 0.15 г/т, Pd - 0.22 г/т. Лебяжинское месторождение связано с Кумбуксинским массивом ультрамафитов и во многом сходно с Восточно-Вожминским месторождением, отличаясь развитием эпигенетического миллерит-магнетитового парагенезиса, а также второстепенных никелевых минералов - хизлевудита, годлевскита, полидимита. Запасы руды кат. С<sub>1</sub>+С<sub>2</sub>+Р<sub>1</sub> составляют 5.4 млн.т при содержании Ni – 1%, Cu – 0.44%. Прогнозные ресурсы – 8.3 млн.т руды. Руды содержат около 0.5 г/т МПГ [Минерально-сырьевая..., 2005].

Из золоторудных формаций позднелопийской эпохи наиболее перспективной является золотополисульфидная в shear-зонах (орогенический мезотермальный тип - по международной классификации), к которой, вероятно, как и на территории Финляндии, относится большинство проявлений золота в архейских зеленокаменных поясах Карельского кратона. Типичными ее представителями являются рудопроявления Хатуноя и Соанйоки в зеленокаменном поясе Ялонвара-Хатту-Лендеры. Золото-полисульфидное оруденение пр. Хатуноя приурочено к низкотемпературным метасоматитам (пропилитоидам-березитоидам, часто с обильным турмалином), развивающимся преимущественно по андезидацитовым агломератовым метатуфам в крутопадающих сдвиговых зонах северозападной-субмередиональной ориентировки. По главным геологическим особенностям и генезису оно анологично золоторудным месторождениям района Иломантси в Финляндии.

Сумийская металлогеническая эпоха (2.5–2.4 млрд. лет) одна из наименее продожительных,

но наиболее экономически значимых, так как именно с ней связано формирование ультрамафитовых расслоенных плутонов (Бураковский, Олангская группа) с крупными месторождениями хромитов и, вероятно, МПГ и золота [Голубев и др. 2008; Минерально-сырьевая..., 2005]. Крупнейшее в России Аганозерское хромитовое месторождение относится к хромитовой в расслоенных мафитультрамафитах рудной формации. Оруденение (Главный хромитовый горизонт – ГХГ) локализовано между ультраосновной и пироксенитовой зонами Расслоенной серии Аганозерского блока Бураковского массива. ГХГ – пластообразная залежь мощностью 0.7-6.3 м, образующая пологую синформу. Руды вкрапленные и массивные. Бортовые содержания триоксида хрома в рудных телах составляют 10-20%. Запасы и ресурсы Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> по категории С<sub>1</sub>-Р<sub>2</sub> составляют ~ 40 млн. т [Минеральносырьевая..., 2005]. Хромитовые руды содержат МПГ (ср. 0.371 г/т) и золото (ср. 0.026 г/т). C расслоенными плутонами связана также малосульфидная платинометальная мафит-ультрамафитовая рудная формация. Рудные объекты этой формации известны в Бураковском массиве и интрузиях Олангской группы. В Бураковском плутоне оруденение малосульфидного платинометального типа связано с сульфидсодержащими горизонтами верхней части клинопироксенитовой зоны и полосчатой подзоны габбро-норитовой зоны. Минералы МПГ представлены теллуридами и висмутидами платины и палладия. Количество сульфидов (преимущественно халькопирит, пентландит, пирит, пирротин) в них колеблется от 1 до 3%. Содержание МПГ в микрорасслоенных горизонтах достигает 3 г/т в клинопироксенитовой зоне и до 6 г/т в полосчатой подзоне при постоянном преобладании Pd над Рt. Среднее содержание МПГ – 0.42 г/т, золота – 0.49. Отмечается прямая корреляционная зависимость между содержаниями платиноидов и сульфидов.В расслоенных интрузивах Олангской группы платинометальное оруденение приурочено к норитовой серии дифференциатов. В массиве Луккулайсваара выявлено семь рудных зон протяженностью до 5 км при мощности 12–150 м, содержащих бедную сульфидную вкрапленность (1-2%) с МПГ [Гроховская и др., 1992]. Платиноидная минерализация ассоциируется с медно-никелевой (пентландит- пирротин-халькопирит) в средней и нижней части норитовой серии и в микрогабброноритах ее верхней части. Содержание МПГ в различных рудных горизонтах достигает 1.5-2 и 20 г/т соответственно. Наиболее широкий спектр сульфидов и минералов МПГ (сперрилит, меренскит, котульскит, майчнерит, мончеит арсенопалладинит, теларгпалит, сопчеит, маякит, мертиит-II, изомертиит, стиллуотерит, брэггит, куперит, туламинит, холингвортит, ирарсит,) отмечается в пегматоидных разновидностях микрогабброноритов.

Ятулийская эпоха (2300–2100 млн.лет), как проявление этапа деструкции консолидированного к этому времени архейского Карельского кратона, характеризуется соответствующими геотектоническими обстановками (интраконтинентальные впадины и рифты) со свойственными им преимущественно осадочными и гидротермальнометасоматическими типами оруденения, представленными несколькими рудными формациями. Ее металлогеническое своеобразие заключается в появлении (впервые в истории геологического развития Карельской металлогенической субпровинции) оруденения, относящегося к следующим рудным формациям: медистых песчаников, платиносодержащей титаномагнетитовой с ванадием, железорудной-цинковой скарновой и железомарганцевой терригенно-карбонатной. Наиболее значимая платиносодержащая титаномагнетитовая с ванадием рудная формация выделяется на базе двух крупных комплексных месторождений – Пудожгорского и Койкары-Святнаволокского. Пудожгорское месторождение приурочено к одноименной пологозалегающей пластообразной слабодифференцированной интрузии габбродолеритов. прорывающей архейские гранитоиды на восточном побережье Онежского озера, а Койкарско-Святноволокская в осадочно-вулканогенном комплексе в виде сила в западном борту Онежской структуры. Титаномагнетитовое оруденение (густая равномерная вкрапленность) приурочено к псевдостратифицированному горизонту мощностью около 20 м между габбровой (нижней) и диоритовой (верхней) зонами интрузий. Выделяются руды с содержанием титаномагнетита 45-75% и 25-45%, при этом богатые руды доминируют. Средние содержания железа составляют 22–29%, TiO<sub>2</sub> – 8.1%, V<sub>2</sub>O<sub>5</sub> – 0.4%. Руды комплексные - содержат повышенные концентрации меди (0.1-0.28%), золота (0.14-0.3 г/т), платины (до 0.51 г/т), палладия (до 1.11 г/т). Платиноидное и золотое оруденение представлено теллуридами Pt и Pd – котульскитом, меренскитом, сопчеитом, кейконнитом, сперрилитом, самородным золотом и электрумом, ассоциирующимися с сульфидами (халькопирит+борнит). Суммарные содержания золота и МПГ достигают 1.0-2.0 г/т при среднем около 576 мг/т для Пудожгорского и 875 мг/т для Койкарско-Святнаволокского месторождений. В пределах титаномагнетитового горизонта имеются слои мощностью 5-7 м, обогащенные МПГ со средним содержанием 1.5-2 г/т. При этом в Пудожгорском месторождении обогащена нижняя часть рудного горизонта, а в Койкарско-Святнаволокском – верхняя. Прогнозные ресурсы титана категории Пудожгорскому месторождению составляют по 200.0 тыс. т, МПГ – 590 т, золота – 160 т [Трофимов, Голубев, 2008].

Свекофеннская металлогеничекая эпоха (2100–1750 млн. лет) подразделяется на три этапа: лю-

диковийский (2.1–1.92 млрд. лет), калевийский (1.92–1.80 млрд. лет) и вепсийский (1.80–1.75 млрд. лет). Первый из них представлен несколькими рудными формациями, среди которых наиболее важной в экономическом аспекте является уранблагороднометально-ванадиевая в метасоматитах зон СРД.

К уран-благороднометально-ванадиевой в метасоматитах зон СРД рудной формации относятся комплексные месторождения Средняя Падма. Царевское, Весеннее, Космозеро и др. в Онежском рудном районе [Металлогения Карелии, 1999, Минерально-сырьевая..., 2005]. Зоны СРД представляют собой серию антиклинальных структур шириной 2-5 км и протяженностью в десятки км, ориентированных параллельно главной оси рифта. Они трассируются ореолами метасоматитов, внешние части колонок которых в вулканических породах представлены щелочно-амфиболовыми пропилитами, а тыловые - кварц-альбитовыми и слюдистокарбонатными метасоматитами, вмещающими комплексное оруденение. Установлено шесть зон СРД в восточной части Онежского прогиба и, предположительно, по геолого-геофизическим данным, еще пять – в западной. Комплексное МПГ-содержащее оруденение локализовано в шунгитсодержащих сланцах и алевролитах нижней подсвиты заонежской свиты, на крутопадающих и опрокинутых крыльях и в сводовых частях осевых (падминская, царевская) и фланговых (саврозерская) антиклиналях. Продуктивные зоны месторождений представлены ореолами околорудных изменений пород, развитых вдоль продольных субгоризонтальных зон объемного дробления (катаклаза, брекчирования, трещиноватости) алевролитов и сланцев заонежской свиты. Выделяются дорудные и рудные метасоматиты, в совокупности образующие зональный ореол, центральные части которого вмещают наиболее богатое золото-уран-ванадиевое оруденение.

Главной рудной формацией калевийского этапа Свекофеннской эпохи тектоно-магматической активизации в пределах Карельской металлогенической субпровинции является комплексная железоруднотитановая в щелочных габброидах, представленная рудными объектами в пределах Тикшозерско-Елетьозерского магматического комплекса щелочных габброидов и карбонатитов. Елетьозерское железорудно-титановое месторождение состоит из трех разобщенных участков - Сури-Вара, Нято-Вара и Межозерный, линзовидные и пластообразные рудные тела в пределах которых приурочены к крутопадающему продуктивному горизонту основных-ультраосновных пород между нефелиновыми сиенитами и крупнозернистыми габбро. Продуктивный горизонт шириной 300-600 м прослеживается в субмеридиональном направлении

на 30 км. Руды, вкрапленные и полосчатые состоят из ильменита, титаномагнетита и магнетита. В соответствие с сортностью руд средние содержания двуокиси титана в них составляют 6.86–13.8%, железа – 15.32–37.5%, пентаксида ванадия – 0.06– 0.18%. Запасы руды по кат. С<sub>1</sub>+С<sub>2</sub> оцениваются в 102.3 млн. т [Минерально-сырьевая.., 2005].

С вепсийским этапом Свекофеннской эпохи выделяется алмазоносная кимберлитовая рудная формация на базе Кимозерского кимберлитового проявления, находящегося в центральной части Заонежского полуострова в 75 км к ЮЗ от Петрозаводска [Ушков, 2001 и др.]. Оно приурочено к осевой части габбродолеритового силла, залегающего в нижнепротерозойской толще переслаивания шунгитсодержащих сланцев и потоков метабазальтов.

Среднерифейская металлогеническая эпоха ТМА (1.35–1.0 млрд. лет) представлена в Карельской металлогенической субпровинции двумя рудными формациями – алмазоносной лампроитовой и алмазоносной кимберлитовой. Обе рудные формации проявлены в Костомукшском рудном районе и контролируются региональной субмеридиональной зоной разломов.[Попов и др., 2007].

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Голубев А.И., Иващенко В.И., Трофимов Н.Н., и др. Рудные формации и металлогенические комплексы Карелии. // В сб: Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып.11, Петрозаводск. 2008. С. 155–176.
- Голубев А.И., Щипцов В.В., Михайлов В.П., Глушанин Л.В. Минерально-сырьевые ресурсы республики Карелия. // В сб: Геология Карелии от архея до наших дней. Петрозаводск 2011. С. 123–134.
- Горьковец В.Я., Раевская М.Б. и др. Геология и метаморфизм железисто-кремнистых формаций Карелии. Л. Наука. 1991. 173 с.
- Гроховская Т.Л., Дистлер В.В., Клюнин С.Ф., и др. Малосульфидная платиновая минерализация массива Луккулайсваара (Северная Карелия) // Геология рудных месторождений. Т.34, № 2, 1992, С. 32–51.
- Минерально-сырьевая база Республики Карелия. кн.1. под. ред. В.П.Михайлова и В.Н.Аминова. Петрозаводск. Карелия. 2005. 278 с.
- Попов М.Г., Горьковец В.Я., Раевская М.Б. Магнезиальные и железистые лампроиты Костомукшского района. // В сб. Минералогия, петрология и минерагения докембрийских комплексов Карелии. Петрозаводск. 2007. С. 79–82.
- 7. **Трофимов Н.Н., Голубев А.И.** Пудожгорское благороднометальное титаномагнетитовое месторождение. Петрозаводск. 2008, 120 с.
- Ушков В.В. Кимозерское проявление алмазоносных кимберлитов в Онежской структуре // В сб. Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 3. 2001. С. 94–98.

## = VI. ГАЗО-ГИДРОТЕРМАЛЬНЫЕ ПРОЦЕССЫ И РУДООБРАЗОВАНИЕ \_\_\_\_\_

# ПЕТРОЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ И ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА ВУЛКАНИЗМА, КОНТРОЛИРУЮЩЕГО КОЛЧЕДАННО-ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКОЕ ОРУДЕНЕНИЕ В ВОСТОЧНОЙ ТУВЕ

## © 2011 г. Н.И.Гусев

Всероссийский геологический институт, Санкт-Петербург, nikolay gusev@vsegei.ru

Колчеданно-полиметаллическое оруденение на востоке Тувы (рис. 1) размещается в туматтайгинском вулканическом комплексе венд-кембрийского Таннуольско-Хамсаринского (Верхнееннисейского) вулканического пояса. В строении пояса выделяются [Бухаров, Зайков, 1979] три вулканические зоны: рифтогенная (с офиолитами) Каахемская и, приуроченные к бортам рифта, колчеданоносные зоны: Ондумская – на юге и Улугойская – на севере. Улугойская зона, содержащая крупное по запасам Кызыл-Таштыгское месторождение, является наиболее продуктивной на колчеданнополиметаллическое оруденение и отделена от Каахемской зоны наложенной девонской Дерзигско-Сайлыгской вулканической зоной (рис. 1).

Туматтайгинская свита в Кызыл-Таштыгском ареале представлена вулканогенными образованиями бимодальной риолит-базальтовой серии при



**Рис. 1.** Схема вулканических зон и полезных ископаемых Верхнеенисейского пояса (по материалам [Бухаров, Зайков, 1979] с упрощениями)

Ареалы распространения вулканических комплексов: 1 – метариолит-базальтового, 2 – андезит-базальтового, 3 – риолитдацит-базальтового, 4 – риолит-дацит-андезит-базальтового, 5 – андезит-дацит-риолитового, 6 – дацит-андезит-базальтового, 7 – андезит-риолитового, 8 – терригенные отложения ордовика-силура, 9 – терригенные отложения девона и юры, 10 – вулканогенные породы девона, 11 – гранитоиды полихронного Каахемского батолита, 12 – вулканические центры; 13–19 – месторождения и рудопроявления: 13 – колчеданно-полиметаллические (К-Т – Кызыл-Таштыгское месторождение), 14 – цинково-медно-колчеданные, 15 – серноколчеданные, 16 – золото-серебряно-полиметаллические с баритом, 17 – гематит-магнетитовые, 18 – золото-серебряные, 19 – редкометалльные, 20 – границы вулканических зон. ГУСЕВ



**Рис. 2.** Мультиэлементные диаграммы для типовых пород туматтайгинского комплекса. 1 – лейкодолериты; 2 и 3 – "внутрирудные" андезибазальты и андезиты; 4 – их объединенное поле на б и г; 5 – риодациты; 6 – базальты задуговых бассейнов по [Piercey, 2010]; 7 – поле низко-Ті и низко-К толеитов зоны коллизии островная дугаконтинент [Stoltz et al., 1990].

соотношении кислых и основных вулканитов 1:6-1:7 [Кузебный, 1995]. Она залегает на метаморфических сланцах охемской свиты венда с параллельным контактом (иногда с конгломератами в основании) и разделяется на три подсвиты. Нижняя – базальты и туфы основного состава (> 600 м); средняя – внизу туфы и туффиты смешанного состава, вверху – подушечные и массивные базальты, андезибазальты, сланцы с линзами яшмоидов и известняков (до 1000 м); верхняя – риолит-туфотерригенная (до 500 м). Общая мощность отложений 2300-4300 м. Туматтайгинский свита согласно туффито-терригенно-кремнистой перекрывается сыынакской (тапсинской) свитой. Возраст туматтайгинской свиты в Кызыл-Таштыгском рудном поле раннекембрийский по фауне из линз известняков. Перекрывающая сыынакская свита также является раннекембрийской (камешковский горизонт верхней части атдабанского яруса раннего кембрия) [Кузебный, 1995]. Рудная минерализация контролируется зонами гидротермально измененных вулканогенных пород и представлена тремя типами [Кузебный, 1995]. Первый тип – вулканогенноосадочный колчеданный, проявляется в виде горизонтов и пачек минерализованных пород, рудокластов и конкреций в верхнетуматтайгинской подсвите. Основное промышленное значение имеет второй тип – гидротермально-метасоматический колчеданно-полиметаллический. Руды этого типа тесно связаны с экструзивно-субвулканическими купольными структурами. Третий тип – жильные барит-полиметаллические и существенно баритовые руды, контролируется дайками риолит- и риодацит-порфиров, долеритов, эксплозивными брекчиями. Вблизи устья штольни № 1 дацитпорфиры рассекают серно-колчеданные и замещаются медно-цинковыми рудами, что свидетельствует об их "внутрирудном" характере [Кузебный, 1995]. Нами были изучено это тело в правом борту р. Ак-Хем между устьями штолен № 1 и № 7, а также субвулканические образования основного (лейкодолериты) и кислого (риодациты) состава.

Геохимические особенности вулканических пород туматтайгинского комплекса указывают на их принадлежность к толеитовой серии нормальной щелочности (рис. 2а, в). "Внутрирудные" андезиты имеют содержание SiO<sub>2</sub> (60–70%) сопоставимое с риодацитами, однако они классифицируются как андезибазальты и андезиты (рис. 2а). Характерны отрицательные не сильно выраженные аномалии Та и Nb и более резкие – Ті и P (рис. 2б), а также низкие содержания P3Э ( $\Sigma$ P3Э = 40–74 г/т). В лейкодолеритах резко выражена положительная Eu аномалия (Eu/Eu\* = 1.87), во "внутрирудных" андезитах она от-

сутствует (Еи/Еи\*=0.9-1.08), в риодацитах слабо выражена отрицательная (Eu/Eu\*=0.87). По сравнению с базальтами задуговых бассейнов кызылташтыгские базальты и андезиты имеют более высокие содержания легких РЗЭ и отрицательный наклон графиков распределения (рис. 2г). "Внутрирудные" андезиты наиболее соответствуют низко-Ті и низко-К толеитам зоны коллизии островная дуга-континент [Stoltz et al., 1990], отличаясь от них немного повышенными содержаниями Yb и Lu (рис. 2г). Формирование "внутрирудных" андезитов по величинам Nb/Yb (1.08-1.09) и Th/Yb (0.7-1) сопоставимо с обстановкой вулканической дуги, в которой функционировал мантийный источник N-MORB-типа, обогащенный Th за счет контаминации или участия в магмообразовании субдуцированной коры [Piercey, 2010]. Низкие LaN/Yb<sub>N</sub> (1.86–2.5, при Yb<sub>N</sub> = 11–12) подтверждают принадлежность "внутрирудных" андезитов к толеитовым магмам [Lentz, 1998], что отчасти объясняет их рудогенерирующую роль. Благодаря высокой температуре в толеитовой магме затормаживается фракционирование Fe-Mg-минералов, что видно по низким Zr/Y и LaN/Yb<sub>N</sub> в кызыл-таштыгских породах среднего и основного состава. Минимальная фракционная кристаллизация и небольшое время пребывания в коре проявляются в бимодальном составе пород Кызыл-Таштыгского рудного поля. Толеитовые системы имеют восстановительный характер (низкая  $fO_2$  и  $fH_2O$ ), в которых подавлена ранняя кристаллизация магнетита и роговой обманки (± клинопироксена) в связи с быстрым адиабатическим подъемом за счет пониженной вязкости перегретых магм. Толеитовый высокотемпературный характер магмы подтверждается данными

гомогенизации расплавных включений в фенокристах кварца в андезитах (910–1150°С) и риолитах (1160–1180°С) [Simonov et al., 2010]. Формирование колчеданно-полиметаллических залежей обусловлено размещением очагов перегретой толеитовой магмы в приповерхностных условиях, конвекцией/ реакцией морской воды с ними и созданием восстановительной среды в придонной части бассейна за счет поступления магмато-гидротермальных растворов [Lentz, 1998].

При определении U-Pb возраста лейкодолеритов было установлено преобладание ксеногенного циркона. Он прозрачный светло-коричневатого цвета удлиненно-призматический с гиацинтовым габитусом. Большинство зерен имеет высокие содержания U (648-3272 г/т) и Th (177-2278 г/т) и дают в разной степени дискордантные значения возраста, при верхнем пересечением с конкордией на уровне 877 ± 29 млн. лет (СКВО = 0.53). Только одно зерно - бесцветное с грубозональным строением и с низкими содержаниями U= 81 г/т и Th = 59 г/т (Th/U=0.73) имеет возраст 488±15 млн. лет, что, вероятно соответствует возрасту кристаллизации лейкодолеритов. В риодацитах также преобладает явно ксеногенный корродированный желтоватый циркон с конкордантными значениями возраста 1794 и 1893 и дискордантным – 1855 млн. лет. По одному зерну, состоящему из корродированного ксеногенного ядра и бесцветной оболочки, получено конкордантное значение возраста оболочки 510±14 млн. лет, возможно соответствующее возрасту риодацитов. Наиболее информативными оказались "внутрирудные" андезиты, циркон из которых имеет преобладающий ордовикский возраст (рис. 3). Ордовик-



**Рис. 3.** Циркон из «внутрирудных» андезитов месторождения Кызыл-Таштыг и U-Pb диаграмма с конкордией Слева в верхнем ряду 4 зерна – оптические, во втором ряду их катодолюминесцентные изображения с результатами измерения возраста в млн лет (Центр изотопных исследований ВСЕГЕИ, аналитик Н.В. Родионов).

ский циркон мельче, чем кембрийский, представлен короткопризматическими кристаллами с правильной кристаллографической огранкой и тонкой ритмичной (магматической) зональностью. Этот циркон отличается более высокими содержаниями тория (Th = 106-277 г/т, Th/U = 0.49) по сравнению с кембрийским (Th = 14-77 г/т, Th/U = 0.34). Циркон с кембрийским возрастом часто имеет на поверхности тонкие светлые каемки, которые дают возраст от 519 до 476 млн. лет. Ордовикский циркон содержит игольчатый апатит, расплавные включения с фазой силикатного стекла и газово-флюидные включения, что, видимо, связано с быстрой кристаллизацией расплава в результате декомпрессии и образованием эксплозивных брекчий.

Плутоническим возрастным эквивалентом "внутрирудных" андезитов является раннетаннуольский диорит-тоналит-плагиогранитный комплекс (484-474 млн. лет), выделенный [Руднев и др., 2006] в составе Каахемского батолита (рис. 1) В отличие от раннетаннуольских гранитоидов андезиты Кызыл-Таштыгского месторождения заметно беднее крупноионными литофилами, легкими РЗЭ, Та и Nb, но имеют близкие содержания средних и тяжелых РЗЭ, Ү, Zr и Hf. Магматизм этого возрастного диапазона связан с вовлечением в плавление крупных объемов ювенильной раннекаледонской коры в результате возникновения в раннем ордовике постколлизионной трансформно-сдвиговой обстановки калифорнийского типа [Руднев и др., 2006]. Полиметаллическое рудообразование и сопряженный магматизм происходили в сдвиго-раздвиговом бассейне, наложенном на раннекембрийскую островную дугу. Формирование бассейна являлось следствием косой коллизии Тувино-Монгольского континента с Озерно-Тувинской островной дугой. В пользу такой обстановки свидетельствуют геохимическое сходство кызыл-таштыгских андезитов с

низко-К толеитами зоны коллизии островная дугаконтинент [Stoltz et al., 1990]. Транстенсивная модель предполагается для формирования Иберийского колчеданоносного пояса в Португалии [Rosa et al., 2004 и список литературы в этой статье].

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- 1. Бухаров Н.С., Зайков В.В. Вулканогенные комплексы Восточной Тувы и их металлогенические особенности // Геол. и геофиз. 1979. № 11. С. 67–75.
- Кузебный В.С. Кызыл-Таштыгский ареал туматтайгинского риолит-базальтового комплекса (Восточная Тува). Новосибирск: СНИИГиМС. 1995. 131 с.
- Руднев С.Н., Владимиров А.Г., Пономарчук В.А. и др. Каахемский полихронный гранитоидный батолит (Восточная Тува): состав, возраст источники и геодинамическая позиция // Литосфера. 2006. № 2. С. 3–33.
- Lentz D.R. Petrogenetic evolution of felsic volcanic sequences associated with Phanerozoic volcanic-hosted massive sulfide systems: The role of extensional geodynamics // Ore Geology Reviews. 1998. V. 12. № 5. P. 289–327.
- Piercey S.J. An overview of petrochemistry in the regional exploration for volcanogenic massive sulphide (VMS) deposits // Geochemistry: Explor., Environ., Analysis. 2010. V. 10. P. 119–136.
- Rosa D., Inverno C., Oliveira V. et al. Geochemistry of volcanic rocks, Albernoa area, Iberian Pyrite Belt, Portugal // International Geol. Rev. 2004. V. 46. № 4. P. 366–383.
- Simonov V. A., Gas'kov I. V., Kovyazin S. V. Physicochemical parameters from melt inclusions for the formation of the massive sulfide deposits in the Altai– Sayan Region, Central Asia // Austral. Journ. Earth Scinces. 2010. V. 57. № 6. P. 737–754.
- Stoltz A.J., Varne R., Davies G.R. et al. Magma source components in an arc-continent collision zone: The Flores-Lembata sector, Sunda arc, Indonesia // Contrib. Mineral. Petrol. 1990. V. 105. № 5. P. 585–601.

## —— VI. ГАЗО-ГИДРОТЕРМАЛЬНЫЕ ПРОЦЕССЫ И РУДООБРАЗОВАНИЕ ————

# О РОЛИ ПОДВОДНЫХ ГАЗОВО-ФЛЮИДНЫХ РАЗГРУЗОК В ФОРМИРОВАНИИ УНИКАЛЬНЫХ УРАНОВО-РЕДКОМЕТАЛЛЬНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЕРГЕНИНСКОГО РАЙОНА КАЛМЫКИИ

## © 2011 г. С. Ю. Енгалычев

Всероссийский геологический научно-исследовательский институт им А.П. Карпинского, г.Санкт-Петербург, sleng2005@mail.ru

Развитие идей об активном влиянии эндогенного фактора на осадконакопление и процессы рудообразования в осадочных бассейнах, проявившееся в различные геологические эпохи приводит к пересмотру устоявшихся представлений на генезис все большего числа объектов, а такой подход, учитывающий влияние глубинного фактора, позволяет усовершенствовать поисковые геологогенетические модели рудных объектов и использовать их на практике.

На юге Европейской части России на территории Калмыкии располагается крупный резервный Ергенинский рудный район, объединяющий группу ураново-редкометалльных месторождений, образованных скоплениями костного детрита рыб, содержащих широкий спектр полезных компонентов – U, P, TR, Sc, Y, Re и других. Рудные залежи локализованы в глинах продуктивной калмыцкой свиты, входящей в состав майкопской серии олигоценраннемиоценового возраста. Рудовмещающий горизонт мощностью до 300–400 м сложен в основном неизвестковистыми темными глинами, содержащими прослои костного детрита рыб.

Рудные образования представлены залежами костного детрита песчано-алевритовой размерности, заключенного в глинисто-сульфидном материале. Это относительно маломощные (десятки см - первые метры), но протяженные на многие километры тела пластово-линзовидной и пластоворасщепляющейся (типа "конского хвоста") морфологии, заключенные в мощной глинистой толще. Они расположены на разных стратиграфических уровнях, образуя три рудных горизонта (снизу:) степновский, южно-буратинский и багабурульский. В пределах Ергенинского района выявлены 13 месторождений, большое число рудопроявлений, сгруппированных в шесть рудных полей: Степновское, Шаргадыкское, Яшкульское, Харабулукское, Центральное и Багабурульское.

Изучением органо-фосфатных ураново-редкометалльных месторождений данного типа занимались многочисленные исследователи, начиная с середины XX века, однако, условия их формирования и механизм накопления столь большого количества костных остатков оставался долгое время предметом дискуссий. Основные трудности состоят в объяснении формирования данных объектов только на основании фациально-палеогеографического анализа, без учета возможного эндогенного фактора.

Для объяснения наличия значительных по объему скоплений костного детрита рыб в разное время были высказаны гипотезы, связывающие гибель рыб с сероводородным заражением придонных вод, цветение морских вод, сезонным отмиранием ихтиофауны и др.. Кроме того, выдвигалась идея о накоплении костных остатков за счет разрушения древних отложений, содержащих остатки рыб. Наиболее правдоподобной, в настоящее время, можно признать гипотезу Шаркова А.А., согласно которой важнейшим фактором образования месторождений данного типа, установленных не только в Калмыкии, но и на Мангышлаке, является подводная вулканическая деятельность, проявившаяся во время накопления рудовмещающей толщи, и приводящая к многократно повторяющимся катастрофическим эпизодам массовой гибели рыбных сообществ [Шарков, 2008].

Новые данные, подтверждающие предложение о механизме катастрофической гибели рыб за счет газово-флюидных разгрузок в осадочный бассейн были получены при изучении современной рифтовой системы – оз. Байкал. В 50–60<sup>ых</sup> годах возле о. Ольхон, где отсутствуют промышленных предприятий, по неизвестным тогда причинам погибло значительное количество рыбы. Аналогичные случаи были зафиксированы несколько лет назад в дельте р.Селенги, на оз.Котокель в 2008 г., на Торейском озере в Читинской области в 2005 г. Как показали исследования, массовая гибель рыб была вызвана поступлением газов из подводных вулканических очагов.

Активное проявление поствулканических процессов в майкопском бассейне привело к повышению концентрации редких элементов в его водах. Последнему способствовал импульсный режим развития бассейна, когда временно прекращалась (или затруднялась) его связь с океаном. Такая изоляция приводила к увеличению концентрации урана и редких земель, поступавших из подводных вулканических очагов. Изменение гидрогеохимии и, в частности, солености водоема постепенно привело к вымиранию организмов не способных суще-

ствовать в новых условиях, тогда как приспособившиеся формы, в том числе и эндемические виды рыб, распространились в громадных количествах. Максимальный расцвет ихтиофауны, как правило, совпадал с проявлениями подводной вулканической деятельности, сопровождающейся активными газово-флюидными разгрузками и взрывными явлениями. В периоды максимальной активизации подводной вулканической деятельности происходили повторяющиеся кратковременные катастрофические извержения, сопровождающиеся разгрузкой в водоем газов и горячих флюидов. Газы и летучие компоненты фильтровались сквозь толщу воды, улавливались ею и принимали активное участие в разнообразных химических реакциях. В пользу последнего указывают прослои монтмориллонитовых глин, образованных при разрушении в подводных условиях пеплового материала.

В качестве проницаемых транзитных зонами, необходимыми для реализации подводных газовофлюидных разгрузок являлись крупные тектонические нарушения, ограничивающие кряж Карпинского, и поперечные к нему разломы. Благоприятными структурами, по которым шло вертикальное перемещение вещества в пределах последнего могли являться трансрегиональные зоны субмеридианального простирания, к которым приурочены контрастные аномалии гелия и ртути, свидетельствующие об их глубинном происхождении [Короновский, 1984; Матвеева, Толстихин, Якуцени, 1978], а также узлы их пересечения с разломами субширотной (северозападной и северо-восточной) ориентировки, участки их пересечения характеризуются наличием морфоструктур центрального типа, являющихся неотъемлемой чертой урановорудных блоков.

Как известно, популяции морских организмов имеют наибольший масштаб там, где имеется изобилие необходимых для их питания биоэлементов. Именно этим объясняется периодически происходивший расцвет рыбных сообществ в тех частях палеобассейна, где находились подводные вулканические очаги, из которых биоэлементы поступали в морской бассейн.

Основным поставщиком редких и рудных (U, TR) элементов являлись высокотемпературные (более 200°С) углекислые гидротермальные растворы, а фосфора и других элементов – низкотемпературные (менее 100°С) гидротермы. Сорбция редких элементов на поверхности костей рыб происходила в существенно восстановительной обстановке, обусловленной разложением погибшей ихтиофауны и накоплением в илах водоема огромных масс органического вещества. Резко восстановительные условия обеспечивали сохранность костного детрита и тем самым благоприятствовали накоплению урана и редких земель в фосфатном веществе костей рыб.

Процесс рудообразования носил циклический характер и проявился на этапах перестройкой структурного плана района. О разновозрастном проявлении вулканических импульсов говорит размещении рудных залежей на разных стратиграфических уровнях в отложениях калмыцкой подсвиты. Начало каждого цикла сопровождающейся активизацией подводной вулканической деятельности, которая вызывала массовую катастрофическую гибель ихтиофауны. Завершение цикла сопровождалось продолжительными по времени периодами затухания подводных вулканических очагов, что приводило к формированию глинистых отложений без каких-либо признаков наличия скоплений остатков ихтиофауны.

Подводные газово-флюидные разгрузки сопровождающие вулканическую активизацию, проявившуюся в Ергенинском районе Калмыкии и на Мангышлаке (Казахстван), привели к образованию уникальных по своей природе урановоредкометалльных месторождений, не имеющих аналогов в геологической истории Земли. Уникальность этих месторождений выражается в грандиозном масштабе концентрации основных металлоносных компонентов – костного детрита рыб и сульфидов железа, а также сочетанием условий осадконакопления в бассейне седиментации с синхронными газово-флюидными разгрузками.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- 1. Короновский Н.В. Линеаменты Большого Кавказа и Предкавказья по изображениям на космических снимках и их геологическое истолкование // Вестник Моск. ун-та. Сер. 4. Геология, 1984, № 6. С. 7–18.
- 2. Матвеева Э.С., Толстихин И.Н., Якуцени В.П. Изотопно-гелиевый критерий происхождения газов и выявления зон неотектогенеза на примере Кавказа // Геохимия, 1978. № 3. С. 307–317.
- Шарков А.А. Ураново-редкометалльные месторождения Мангышлака и Калмыкии, их генезис. М.: Эслан. 2008. 220 с.

## ———— VI. ГАЗО-ГИДРОТЕРМАЛЬНЫЕ ПРОЦЕССЫ И РУДООБРАЗОВАНИЕ ————

# РОЛЬ ЛЕНТОЧНО-ЦЕПОЧЕЧНЫХ СТРУКТУР ГЕЛЕВО-КОЛЛОИДНЫХ КОАГУЛЯТОВ В ФОРМИРОВАНИИ КРУПНОМАСШТАБНЫХ КОЛЧЕДАННО-СУЛЬФИДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ И ДРУГИХ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

© 2011 г. К. К. Золоев\*, Т. Н. Кривко\*\*

\*Институт геологии и геохимии УрО РАН, г. Екатеринбург \*\*Уральская геологосъемочная экспедиция, г. Екатеринбург

Первым, указавшим на тесную связь нефтеи рудообразования, был еще в начале XX века В.И. Вернадский. А.Д. Щеглов обратил внимание на важную проблему о "связи рудных месторождений с газово-нефтяными и рудного вещества с битумами" [Щеглов, 1972]. Изучением парагенезисов углеводородов и некоторых генетических типов железорудных, марганцевых, медно-, свинцовоцинковых, золотых, урановых и других рудных месторождений многие годы плодотворно занимался Д.И. Горжевский [1997 и др.]. Он же обратил внимание на важную роль органического вещества в рудообразовании [Горжевский, 1987]. В конце 20-го столетия появилось много публикаций, в которых их авторы пытались с единых позиций объяснить формирование жидких и твердых углеводородов в парагенезисе с рудными и другими твердыми полезными ископаемыми (ТПИ). Так, Г.А. Вострокнутов и М.С. Рапопорт [1999], придавая справедливо большое значение процессам катализа в образовании углеводородов и битумов, выдвинули вполне адекватную современным представлениям гипотезу, связанную с миграцией летучих компонентов (СО, СО<sub>2</sub>, H<sub>2</sub>, CH<sub>4</sub>, H<sub>2</sub>O и катализаторов (ионов вышеуказанных металлов в окружающих минералах и породах), связанных с дегазацией недр по глубинным разломам и трещинам из мантии Земли. Такие условия, по мнению авторов указанной работы, в полной мере реализуются в кимберлитовых трубках, где наряду с алмазами при температуре 600-900°С образуются вышеуказанные углеводороды и битумы, "...содержания которых коррелируют с алмазоносностью" [Вострокнутов Г.А., Рапопорт М.С., 1999].

Золоевым К.К. [1972] при защите докторской диссертации были продемонстрированы графические материалы по закономерностям размещения асбестовых месторождений в геологических структурах главных регионов Земли, в деталях совпадающих по заверению одного из членов Диссертационного Совета – по профессии геолога-нефтяника, с нефте-газовыми месторождениями по тем же регионам. Тогда же вышла в свет первая книга коллективной монографии (более 50 авторов) XII тома Геологии СССР (часть I), под редакцией Золоева К.К., Королькова А.А., Перваго В.А.; в книге впервые для крупного региона территории Северного, Среднего и Южного Урала России детально описаны основные черты металлогении его, условия образования и закономерности размещения месторождений ТПИ (черных, цветных, благородных и др. металлов и неметаллов), жидких и газообразных углеводородов, каустобиолитов и др. Не останавливаясь подробно на вопросах парагенезиса углеводородов некоторых твердых полезных ископаемых, которые детальнее будут изложены в докладе, перейдем к тезисам.

Железисто-кремнистые и железисто-магнезиальные образования - например, конечные продукты гелево-коллоидных коагулятов колчеданносульфидных, медно-никелевых, железорудных джеспелитового (железистые кварциты) и скарновомагнетитового типов, а также золото-платиновых и многочисленных асбестовых месторождений, составляют обычно четкую (и наиболее часто встречающуюся в природе пару, а вернее тройню) симбиоза существенно рудных и силикатных с углеводородами парагенезисов этих месторождений. В случае отсутствия нефте-газовых месторождений необходимый метан для образования сульфосослей вовлекается в симбиоз за счет дегазации каменных углей (как например, для месторождений железных руд Курской аномалии – Донбасса и Кривого Рога Украины) или других каустобиалитов (горючих сланцев, торфов и др.). Аналогичные объекты для симбиоза месторождений нефтей с другими ТПИ в России имеются в других регионах, а также в других странах.

Природный хризотил-асбест, представляющий по химическому составу водный слоистый силикат магния – Mg<sub>6</sub>[Si<sub>4</sub>O<sub>10</sub>]·(OH)<sub>8</sub> состоит [Золоев К.К., 1984] из одного или нескольких двухслойных пакетов, в которых один слой кислородный, а другой – гидроокись магния (бруситовый). Поскольку размеры кислородной сетки по сравнению с бруситовой меньшие, серпентиновый лист сворачивается и волокна хризотил-асбеста соответственно представляют собой трубчатые частицы, серпентиновый лист которых свернут в виде коаксиальных цилиндров, внешний диаметр трубок которых составляет до 150–1000·10<sup>-10</sup> мкм.



**Рис. 1.** Биоморфные структуры в железисто-кремнистых образованиях Бабарыкинского рудного поля. а – скопления трубчатых организмов; б – деталь рисунка а; в – нитчатые бактериоморфные структуры; г – деталь рис. в; д-е – организмы с поперечным скелетным строением; ж – зональные округлые выделения, выполненные карбонатом; з – то же, выполненные кварцем.

Студневидные гели кремнезема дают начало при "старении" образованиям со сплошной скрытокристаллической структурой (халцедон, кремни, опал, крокидолит, "тигровый глаз", "кошачий глаз" и т.д.). На более поздних этапах литогенеза в рудном поле Бабарыкинского колчеданного оруденения Н.Р. Аюповой с коллегами [2011, стр. 129] наблюдались процессы "собирательной перекристаллизации минералов с появлением относительно крупных хорошо ограненных кристаллов андрадита, гематита и кварца; [там же, 2011, стр. 130]...". В госсанитах [в отличие от джасперитов<sup>1</sup>, сложенных как и на других колчеданных месторождениях Урала, высокими содержаниями породообразующих компонентов и специфичных элементов цветных металлов] (скв. 5864, 5890) наблюдаются локальные скопления трубообразных образований, диаметром 10 мкм. В ассоциации с ними часто отмечаются спутано-волокнистые нитевидные образования (нами они называются "ленточные") гематиткварцевого состава, в которых при больших увеличениях просматриваются длинные цепочки из бактериальных комочков. Эти структуры бактериального состава "обволакивают или проникают внутрь обломковидных обособлений гематит-кварцевого состава" [Аюпова Н.Р. и др., 2011, стр. 130].

В местах скоплений гематит-кварцевых обособлений указанными авторами наблюдались ячейки в разной степени подвергшиеся влиянию бактерий. Главная роль бактерий в процессах формирования железисто-кремнистых осадков, вероятно заключалась в образовании микрочастиц Si-Al-Fe геля. Отмеченные Н.Р. Аюповой с коллегами бактериоморфные структуры во многих железистокремнистых породах Бабарыкинского рудного поля также могут свидетельствовать о концентрировании церия в морской воде бактериальным окислением [Moffett J.W., 1990]. Впервые в госсанитах Бабарыкинского рудопроявления обнаружен монгеймит (ферросмитсонит) пополняющий список железосодержащих минералов одноименного колчеданного рудного поля.

Волокнистость амфибол-асбестов обусловлена наличием в их кристаллической структуре амфиболовых кремнекислородных поясов, в отличие от вышеописанного хризотил-асбеста образованная двумя кремнекислородными цепочками, связанными между собой ионами магния, кальция, натрия, изоморфно замещающимися ионами железа или алюминия. Для амфиболового пояса характерно присутствие частицы Si<sub>4</sub>O<sub>11</sub>, которая в решетке реальных кристаллов по нашим данным [Золоев К.К., 1984, стр.255] удвоена. Амфиболы всегда содержат гидроксил, замещающийся частично иногда фтором, хлором и другими летучими элементами; соответственно основу любого амфибол-асбеста составляет частица  $[Si_8O_{22}]$  (OH)<sub>2</sub>, имеющих четырнадцать валентностей, насыщенных обычно магнием, железом, глиноземом и другими основаниями. Выделяется группа амфиболастестов по химическому составу составляющая: антофиллит-асбест (Mg,Fe)<sub>7</sub>[Si<sub>4</sub>O<sub>11</sub>]<sub>2</sub>·(OH)<sub>2</sub>, амозит-асбест Fe<sub>7</sub>[Si<sub>4</sub>O<sub>11</sub>]<sub>2</sub>·(OH)<sub>2</sub>, режекит-асбест Na<sub>5</sub>(Mg,Fe)<sub>10</sub>[Si<sub>16</sub>O<sub>44</sub>]·(OH)<sub>4</sub> родусит и крокидолитасбесты Na<sub>4</sub>(Mg,Fe)<sub>6</sub> Fe<sub>4</sub>[Si<sub>16</sub>O<sub>44</sub>]·(OH)<sub>4</sub>.

Месторождения антофиллит и хризотил-асбеста, наиболее часто играющие главенствующую роль в симбиозе с рудными месторождениями, размещаются в фанерозойских и более древних подвижных поясах, такую же позицию занимают месторождения асбестов тремолит-актинолит и режикитасбеста. В симбиозе с ними чаще выступают колчеданные и сульфидные меднорудные месторождения. Асбестоносные поля крокодолит-асбестов (и связанных с ними кремнисто-гелевых продуктов со сплошной скрытокристаллической структурой кремнезема (тигровый глаз и др.) расположены исключительно в структурах платформ и древних щитов (Курская магнитная аномалия, Оутокумпу и Балтийский Щит) или в окраинах платформ – в областях межгорных впадин (Аспагаш – Россия, родуситы в Чили).

На рис. 1 приведены биоморфные структуры в железисто-кремнистых образованиях Бабарыкинского рудного поля по Н.Р. Аюповой и др. [2011].

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- 1. Горжевский Д.И. О роли органического вещества в рудообразовании. // Изд. вузов. Геология и разведка, 1987. № 1. С. 54–61.
- Горжевский Д.И. Исследование парагенезиса рудных и газо-нефтяных месторождений новое направление в учении о месторождениях полезных ископаемых. // Изд. вузов. Геология и разведка, 1997. № 1. С. 54–61.
- 3. Щеглов А.Д. Влияние геологической практики на разработку основ научного прогноза эндогенных месторождений. // Разведка и охрана недр, 1972. № 3. С. 14–19.
- 4. Вострокнутов Г.А., Рапопорт М.С. Значение катализа в процессах образования месторождений полезных ископаемых // Отечественная геология, № 1, 1999. С. 46–48.
- Золоев К.К. Месторождения хризотил-асбеста в альпинотипных гипербазитах и закономерности размещения их в складчатых областях. Автореферат докт.диссертации. Мин.высш. и средн.спец.образования, МГРИ, М. Свердловск, 1972. 50 с.
- 6. Золоев К.К., Корольков А.А., Перваго В.А. Геология СССР. Том XII. Пермская, Свердловская, Челя-

<sup>&</sup>lt;sup>1</sup> В цитируемой статье "джеспилиты", знакомый термин согласно I тому "Геологический словарь". М., 1973. Изд-во Недра, 486 с. переименован в "джаспериты", этимологически несоответствующий своему значению (jasper – яшма – ничего не значащий термин для железистых кварцитов, тем более насыщенных повышенными содержаниями металлов цветных руд).

- бинская и Курганская области. Часть І. Полезные ис-копаемые. Изд-во Недра, 103633. М., К-12. 632 с. **Золоев К.К.** Асбесты. В книге "Неметаллические полезные ископаемые СССР" (стр. 252–270). М.: Не-7. дра, 1984. Справочное пособие /под ред. В.П. Петрова/. – 407 с.
- 8. Аюпова Н.Р., Белогуб Е.В., Новоселов К.А.

Железисто-кремнистые образования как индикаторы колчеданного оруденения (на примере Бабарыкинского рудного поля, Южный Урал) // Литосфера, 2011, № 3. С. 117–133. Noffett J.W. Microbially mediated ceriumoxidation in seawater // Nature, 1990. V. 345. P. 421–423.

9.

## 

# УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ И РАЗГРУЗКИ ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ СИСТЕМ СЕВЕРНЫХ И ЦЕНТРАЛЬНЫХ КУРИЛЬСКИХ ОСТРОВОВ

## © 2011 г. Е. Г. Калачева

Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, г. Петропавловск-Камчатский, keg@kscnet.ru

Гидротермальные системы, локализованные в различных геологических средах, классифицируются по расположению в земной коре и предполагаемому источнику тепла [Henley, 1985]. Среди гидротермальных систем, связанных с активным вулканизмом, особое место занимают системы островодужного типа [Lawless, 1993]. Пониженный уровень подземных вод, обусловленный высоким расчленением рельефа, специфическая гидрологическая обстановка, ограниченный восходящий и длинный латеральные потоки флюида приводят к формированию разнообразных по химическому составу и местоположению термопроявлений, несущих значительную минеральную нагрузку. Подобные системы широко распространены на Курильских островах. В пределах Северных и Центральных Курил выделено [Барабанов, 1976ф] 8 гидротермальных систем с тепловой мощностью от 1200 до 15000 ккал/с. Вулканы, в недрах которых циркулируют гидротермы, имеют сходные сложные постройки типа Сомма-Везувий [Богоявленская, Горшков, 1966], подобный вещественный состав (двупироксеновые андезиты), характеризуются активной сольфатарной деятельностью в привершинной части постройки, а на их склонах разгружаются различные типы (от ультракислых хлоридно-сульфатных с пестрым катионным составом до близнейтральных хлоридных натриевых) термальных вод, с минерализацией до 10 г/л и температурой до 98°С. В табл. 1 приведены основные характеристики наиболее крупных гидротермальных систем Северных и Центральных Курильских островов.

Однако специфика развития вулканической деятельности отдельных вулканов, связанная с кальдерообразованием, определенные гидрологические и геологические условия привели к ряду различий в условиях формирования и разгрузки гидротермальных систем, приуроченных к их постройкам.

Поверхностные проявления Северо-Шиашкотанской, Кунтоминтарской, Кетойской встречают-

Гидротермальная		Основной состав газов (в об.%) без	Вынос тепла,						
система	Строение вулкана [Горшков, 1957]	учета водяного пара	ккал/с [Бара-						
[по Бараоанов, 1976]			оанов, 1976ф]						
о. Парамушир									
Северо-	Сомма-Везувий. Сомма-стратовулкан	$HCl - 28.95, H_2S - 2.65, SO_2 - 35.3,$	15350						
Парамуширская	Центральный конус – пирокластиче-	СО <sub>2</sub> -23.72, О <sub>2</sub> -1.66, N <sup>2</sup> -7.59 [Ко-							
(влк. Эбеко)	ский с лавовыми боками у основания	тенко и др.,2007]							
Южно-	Слоистый кальдера-вулкан с тремя	$HCl - 0.32, H_2S - 0.14, SO_2 - 0.38,$	1500						
Парамуширская	новыми эруптивными центрами	$CO_2 - 20.46, H_2 - 1.65, O_2 - 15.99,$							
(влк. Карпинского)		№ N <sub>2</sub> – 61.06 [Воронова, Сидоров, 1966]							
	о. Шиашкотан								
Северо-	Сомма-Везувий. Сомма-стратовулкан		3800						
Шиашкотанская	Центральный конус – стратовулкан с								
(влк. Синарка)	эндогенным куполом								
Кунтоминтарская	Сомма-Везувий. Сомма-стратовулкан	$CO_2 - 43.4, N_2 - 42.1, O_2 - 13.8$	4500						
(влк. Кунтоминтар)	с кальдерой, внутренний конус –	[Барабанов, 1976ф]							
	пепловый, сцементирован серой								
	о-ва Ушишир								
Ушиширская	Кальдера-вулкан с куполами на дне	$ CO_2 - 85.72, N_2 - 6.66, O_2 - 0.76, H_2 -$							
(влк. Ушишир)	кальдеры	1.19, H <sub>2</sub> S – 5.67, [Таран и др., 1993]							
о. Кетой									
Кетойская (влк. Ке-	Щитообразный стратовулкан-	$ CO_2 - 75.62, N_2 - 20.27, O_2 - 2.19,$	8100						
той, влк. Палласа)	кальдера Внутренний конус – стра-	Н <sub>2</sub> – 1.73 [Барабанов, 1976ф]							
	товулкан								
о. Симушир									
Кальдера Заварицкого	Щитообразный стратовулкан с	$CO_2 - 84.98$ , $N_2 - 13.88$ , $CH_4 - 1.14$	13300						
(влк. Заварицкого)	кальдерой с внутренними куполами	[Товарова, 1960]							

Таблица 1. Основные гидротермальные системы Северных и Центральных Курильских островов

ся на протяжении 5-8 км зоны растёка и имеют классическую вертикальную зональность для гидротермальных систем вулканических дуг. В зоне основного восходящего потока располагаются гидротермальные сольфатары. Проекции восходящих гидротерм на дневной поверхности ассиметричны и отдельные потоки от них простираются по нескольким главным направлениям, определяемым тектоникой, и совпадают с региональным потоком подземных вод. В связи с этим, разгрузка гидросольфатар происходит на нескольких термальных площадках в прикратерной части вулканов. По химическому составу это ультракислые (pH <2), сульфатные алюминиевые (кальциевые) воды с общей минерализацией до 8г/л и температурой 80°С. На склонах вулкана на средних отметках разгружаются кислые (рН 2.5-4) сульфатно-кальциевые воды с повышенным содержанием железа. Кипящие хлоридные натриевые источники с близнейтральными значениями рН встречаются у уреза моря. Общая минерализация их достигает 15 г/л. Источником тепла для гидротермальных систем служат остывающие мало глубинные магматические тела (<2-3 км), которые вероятно привносят некоторую часть магматических газов, солей и металлов в циркулирующую гидротермальную систему.

В постройке влк. Эбеко (о. Парамушир) сформирована локальная гидротермальная система. Основными водовмещающими породами является комплекс четвертичных вулканогенов. Источником тепла как и для других систем служит остывающая интрузия неглубокого залегания. Растворение части магматических газов (в основном HCl и  $SO_2$ ) в зоне аэрации в грунтовых водах приводит к формированию резервуара ультракислых хлоридно-сульфатных рассолов непосредственно под кратерной частью постройки вулкана. Существование подобного подземного "озера" подтверждается геофизическими исследованиями [Бортникова и др., 2010]. Специфические климатические условия обеспечивают постоянное пополнение резервуара за счет большого количества атмосферных осадков, а структурные, стратиграфические и топографические особенности вулкана Эбеко определяют ограниченный сток из "озера" в северо-западной части вулкана. Серия проницаемых крупнообломочных переслаивающихся лав, которые обнажаются в бассейне реки формируют гидравлический канал между подземным "озером" и ультракислыми хлоридно-сульфатными Верхне-Юрьевскими источниками, разгружающимися в долине р. Юрьевой. Термопроявления представлены высокотемпературными (42-85.5°С), высокоминерализованными (до 14 г/л), ультракислыми (pH < 2) водами хлоридно-сульфатного состава. Основную роль среди катионов играют ионы алюминия и железа.

Остается неясным вопрос, связанный с наличием и ролью глубинного резервуара хлоридныхнатриевых вод в недрах вулкана Эбеко. Разведочной скважиной в окрестностях г. Северо-Курильска вскрыты слабощелочные (pH = 7.5-8.0) хлоридногидрокарбонатные натриевые подземные воды с температурой до 95°С и общей минерализацией до 9.5 г/л [Калачева Е.Г., 2005], являющиеся дериватами глубинных гидротерм. Однако на поверхности выходов хлоридных натриевых термальных вод не зафиксировано. Отсутствие их разгрузки на склонах вулкана Эбеко может быть связано с двумя факторами: 1)неглубокое залегание питающего интрузивного тела приводит к тому, что дегазация происходит непосредственно в вышележащую по уровню приповерхностную систему подземных вод, 2) кроме того, специфические условия района привели к формированию мощного потока холодных подземных вод, разгружающихся на контактах четвертичных вулканитов с нижезалегающими туфогенно осадочными отложениями в долинах рек, дренирующих восточные склоны вулкана [Калачева, 2008], который предотвращает формирование латерального потока глубинных флюидов и экранирует присутствие хлоридных натриевых рассолов, которые могут существовать в глубоких частях постройки вулкана.

Гидротермальные системы, приуроченные к постройкам вулканов, кратерную часть которых занимают кальдеры, заполненные озерной или морской водой (Кальдера Заварицкого и Ушиширская гидротермальная система) лишены возможности формирования ультракислых сульфатных вод за счет низких гипсометрических отметок в кратерной части, тогда как восходящий поток нейтральных хлоридных натриевых вод разгружается непосредственно в центральной части системы в зоне пересечения разломных зон как у уреза воды, так и подводной части. На наземных участках формируются сольфатарные площадки с кипящими источниками и парогазовыми струями. По химическому составу они также хлоридные натриевые, но с более низкими значениями рН от 2.5 до 6. Общую модель формирования подобных гидротермальных систем можно представить следующим образом [по Таран и др., 1993]. Нисходящие потоки метеорных вод достигают нагретой магматическим очагом зоны, расположенной на небольшой глубине (1-2 км), где происходит смешение инфильтрационных вод с магматическими газами или с уже частично нейтрализованными за счет взаимодействия с породой магматическим рассолом. Интенсивный дополнительный источник газов и высокие температуры приводят к образованию в нижних частях резервуара пароводяного потока, который по мере подъема к поверхности частично конденсируется за счет смешения с грунтовыми и поверхностными водами.

#### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Андезитовые стратовулканы – основные ландшафтные формы на островных дугах. Гидротермальные системы, приуроченные к постройкам вулканов встречаются на больших высотах. Питание при этом осуществляется за счет поступления метеорных вод с более низких отметок. Большая мощность вулканогенных пород над зоной восходящего потока приводит к формированию вторичных гидротерм, тогда как пьезометрическая поверхность высокотемпературных первичных гидротерм располагается значительно ниже дневной поверхности. В местах, где гидротермальный флюид образует наиболее сосредоточенный восходящий поток, в результате окисления H<sub>2</sub>S, HCl в зоне аэрации, формируются ультракислые хлоридно-сульфатные или сульфатные гидротермы. При обратной фильтрации этих гидротерм в недра постройки вулкана и смешению с грунтовыми холодными потоками образуются кислые сульфатные источники разгружающиеся на более низких гипсометрических отметках. Обычно глубинные нейтральные хлоридные гидротермы не проявляются на дневной поверхности в центре системы, а встречаются на значительном удалении. Однако местные геологические и гидрологические условия могут внести свои коррективы. Следствием таких особенностей становится то что, глубинные гидротермы или вообще не имеют выхода на поверхность в пределах надводной постройки вулканов (т.к. на влк. Эбеко) или, при отсутствии значительных мощностей вулканогенных пород над зоной восходящего потока, (т.к. в кальдере Заварицкого и на влк. Ушишир) разгружаются непосредственно в центральных частях системы, не формируя латеральные потоки.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Богоявленская Г.Е., Горшков Г.С. Действующие вулканы Центральных Курильских островов // Современный вулканизм. Т. 1, М: Наука, 1966. С. 86–94
- Воронова Л.Г., Сидоров С.С. Гидротермальная деятельность вулканов хребта Карпинского (о. Парамушир) //Бюлл. вулканологических станций, № 41, 1966, С. 41–50
- 3. Горшков Г.С. Каталог действующих вулканов курильских островов // Бюлл. вулканологических станций, № 25, 1957, С. 96–178
- Калачева Е.Г. Котенко Л.В., Котенко Т.А. Гидрогеохимия северной части о. Парамушир (Курильские острова) // Геотермальные и минеральные ресурсы областей современного вулканизма, Петропавловск-Камчатский, 2005, С. 303–317
- Калачева Е.Г. Применение метода водного баланса для изучения условий питания подземных вод северной части о.Парамушир, Курильские острова // Вестник КРАУНЦ, 2(12), 2008, С.87–94.
- 6. Котенко Т.А., Котенко Л.В., Шапарь В.Н. Активизация вулкана Эбеко в 2005–2006 гг (о. Парамушир, северные Курильские острова) // ВиС, № 5, 2007, С. 3–13
- 7. Таран Ю.А. и др. Геохимическая модель гидротермальной системы вулкана Ушишир (Курильские острова) // ВиС, № 1, 1993, С.55–68
- 8. **Товарова И.И.** Фумарольная деятельность в кальдере Заварицкого // Бюлл. вулканологических станций, № 30, 1960, С. 50–54
- Барабанов Л.Н. Отчет по теме: Гидротермы Курильской вулканической области // Фонды ИВиС ДВО РАН, т.1, 1976, 459 стр.
- 10. Henley R.W. Ellis A.J. Geothermal systems, ancient and modern // Earth Science Reviews, 1983, № 19, P. 1–50
- 11. Lawless J.V. Variations in tapes of geothermal system with geological setting around the Pacific Rim, in: Islands and basins: correlation and comparison of onshore and offshore geology. G.E. Whiller (Ed.). SOPAC Miscellaneous Report 159, 1993, 22 p.

## ———— VI. ГАЗО-ГИДРОТЕРМАЛЬНЫЕ ПРОЦЕССЫ И РУДООБРАЗОВАНИЕ —————

# НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ ПОВЕДЕНИЯ МАРГАНЦА В ТЕРМАЛЬНОЙ ВОДЕ ИСТОЧНИКОВ И ХЕМОГЕННЫХ ОСАДКАХ ИЗ НЕЕ В РАЙОНЕ КИХПИНЫЧСКОГО ДОЛГОЖИВУЩЕГО ВУЛКАНИЧЕСКОГО ЦЕНТРА (КДВЦ)

## © 2011 г. О. Ф. Карданова

Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский, kof@kscnet.ru

Марганец среди металлов по потреблению занимает третье место (вслед за Fe и Al). По происхождению месторождения делятся на терригенноосадочные, вулканогенно-осадочные, метаморфогенные. Промышленные рудные концентрации Mn имеют осадочный и осадочно-гидротермальный (гораздо реже собственно гидротермальный) генезис с участием процессов выветривания и метаморфизма [Иванов, 1995 и др.]. Известно, что часть марганцевых месторождений и оруденений приурочена к вулканам. Гидротермально-метасоматические марганцевые проявления могут быть связаны с различными частями вулканических построек [Кассандров и др., 2009].

КДВЦ имеет сложную историю развития [Белоусов, 1978; Леонов и др., 2004]. Центр включает несколько разнородных и разновозрастных сооружений. Одно из них – вулкан Старый Кихпиныч (СК), средне-верхнеплейстоценового возраста, сложенный чередующимися высокоглиноземистыми (до 20–21.5% Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>) толеитовыми низкотитанистыми базальтовыми лавами и их агломератовыми туфами, сильно измененными гидротермальными процессами. Вулкан СК образовался до эта-

Таблица 1. Содержание Mn в термальной воде КДВЦ, (мг/л)

№ поля	ОТ	до	Xcp.	*n	Частота встречаемости.%
1	0.10	10.60	3.67	49	97.1
2	0.10	0.84	0.40	3	15
3	0.30	4.40	2.83	19	100
5	0.20	0.20	0.20	3	75
6	0.50	2.00	0.90	4	100
7	0.70			1	20
9	0.73			1	20
10	0.14			1	25
11	0.20	0.60	0.40	2	100
12	0.50	0.90	0.70	2	50
15	0.70	1.60	1.15	2	66.7
18	0.10	2.60	0.82	20	36.2
22	0.01	10.80	1.50	60	63.9
23	0.10	2.90	0.77	12	35.5

Примечание. Хср. – среднее содержание Mn в пробах воды. \*n – количество проб, в которых определен Mn). Расположение и названия полей см. рис. 1.

па мощных игнимбритообразующих извержений и кальдерообразования в Восточной вулканической зоне, произошедших 23-40 тыс. лет назад [Брайцева и др., 1985; Брайцева и др., 1991]. Постройка вулкана СК служит основанием для голоценового базальтового вулкана Молодой Кихпиныч и находящегося несколько южнее дацитового вулкана Сопка Желтая, который образовался в конце позднего плейстоцена. Вулкан Молодой Кихпиныч состоит из конуса Западный, возраст которого 4.8 тыс. лет, и конуса Савича, возникшего около 1.4 тыс. лет назад, последнее извержение которого датируется 400-540 лет назад [Брайцева и др., 1985; Брайцева и др., 1991]. Данные конусы возникли после длительного (десятки тысяч лет) перерыва в деятельности вулкана СК. КДВЦ образовался на пересечении двух разломов. Основные структурные элементы КДВЦ определяются глубинным разломом северо-восточного простирания, к которому приурочены почти все постройки центрального участка Восточно-Камчатского вулканического пояса. Субширотный Узонско-Валагинский разлом второго порядка, являющийся осложняющей структурой, фиксируется системой трещин и расположенных вдоль них вулканических центров [Шанцер, 1979]. КДВЦ находится в восточной части этого разлома, который трассируется в постройке вулкана Старый Кихпиныч на восточном склоне каньоном ручья Кислый, на западном внешнем его склоне - цепочкой групп термальных источников.

Марганец является широко распространенным компонентом термальных вод. В районе КДВЦ на рис. 1 отмечены термальные поля, на которых в источниках определен марганец. На этом же рисунке показаны поля с осадками, содержащими Мп. В табл. 1 приведены пределы содержания Mn<sup>2+</sup> и его средние значения в термах на различных полях КДВЦ. Показана частота встречаемости марганца в воде. Его содержание в источниках на двух термальных полях в кратере вулкана Старый Кихпиныч достигает 10.6 мг/л (ТП 1) и 6.5 мг/л (ТП 3). На ТП 22 содержание MnO максимально (10.8 мг/л). На этих же полях наиболее высокое его среднее содержание (см. табл. 1). Такие высокие содержания Mn в воде, как в рассматриваемом районе, редки на Камчатке и Курилах. Среднее содержание марган-



**Рис. 1.** Схематическая карта расположения термальных полей КДВЦ, на которых показана встречаемость Mn в пробах воды и хемогенных осадках из нее.

1 – лавовые конусы; 2 – лаво-пирокластические конусы; 3 – вершины; 4 – отвесные склоны; 5 – отдельные скалы; 6 – крутые склоны; 7 – горизонтали; 8 – водоразделы; 9 – снежники; 10 – лавовые потоки; 11 – термальные поля (цифра – номер поля); 12 – границы полей с холодными источниками; 13 – марганец, определенный в осадках; 14 – марганец, определенные в воде; 15 – фумаролы. Термальные поля: 1–5 – вулкан Старый Кихпиныч (1 – Южное, 2 – Восточное, 3 – Северное, 4 – Западное, 5 – "Щеки"); 6 – русло ручья Кислого между полем "Щеки" и истоком реки Мутная; 7 – исток реки Мутная; 8 – Перевальное; 9 – Травертиновое; 10 – Теплое; 11 – Серное (холодное); 12 – Каменный Карман; 13 – ручей Прозрачный; 14 – "Колорадо"; 15 – Долина Смерти; 16 – холодные источники Новые; 17 – горячий источник Новый; 18 – ЮКТП;
19 – Вершинное; 20 – Северо-Кихпинычское; 21 – исток ручья Короткий Ключ; 22 – Верхне-Гейзерное; 23 – Долина Гейзеров; 24 – ручей Второй (в ~ 0.5 км от гейзера Первенец вниз по р. Шумная); 25 – Конус Савича; 26 – Склоновое; 27 – источник в верховье ручья Извилистый. На врезке показано расположение района исследований.

ца на термальных полях КДВЦ сопоставимо с его максимальным содержанием, приводимым для Киреунских (4.5 мг/л), Налачевских (2.4 мг/л), Малкинских (1.5-2.5 мг/л) источников и значительно выше, чем в большинстве термальных источников Камчатки [Набоко, 1980]. На Курилах только термы Северо-Восточного фумарольного поля Эбеко (7 мг/л) и Нижнее-Менделеевские источники (11 мг/л) [Басков и др., 1975] могут сравниться по содержанию Mn в воде с источниками КДВЦ. На рис. 2 а показано распределение Mn в термальных водах источников на различных полях КДВЦ, а на рис. 2 б показано поведение Mn в источниках в зависимости от рН. Следует отметить, что самые высокие содержания Мп наблюдаются в местах, где произошли небольшие оползни или оплывины, перекрывшие выходы термальных источников. Такие источники, пробившиеся на поверхность через тело оползня, представленного обычно гидротермально измененным материалом, отмечены на ТП 1, ТП 3 и ТП 22. Высокие концентрации Mn встречены на ТП 1 как в субщелочных HCO<sub>3</sub>-SO<sub>4</sub> Mg-Ca, так и в кислых SO<sub>4</sub> Mg-Ca водах. В кислых сульфатных термах сложного катионного состава (ТП 3) марганца не более 4 мг/л при содержании  $H_4SiO_4 > 100$  мг/л. Воды на ТП 22, в которых больше всего Mn (10.8 мг/л) по составу аналогичны кислым термам ТП 3, но в них существенно больше  $H_4SiO_4$  (>200 мг/л). Выпадению марганца в осадок в термальных водах препятствуют высокие содержания кремнезема [Басков и др., 1975]. Известно, что различные соединения марганца весьма подвижны преимущественно в кислых средах и именно в кислых водах чаще всего встречается марга-

#### КАРДАНОВА



a) Содержание Mn в воде на некоторых термальных полях КДВЦ

**Рис. 2.** Поведение марганца в термальных водах КДВЦ: а – интервалы содержания Мп в воде на отдельных полях; б – характер распределения Мп в воде от pH.

нец в районе КДВЦ. От концентрации Mn в растворе и от изменений pH и Eh раствора зависит, будут ли отлагаться марганцевые минералы [Краускопф, 1963]. Марганец может выпадать в виде окиси, карбоната или силиката в зависимости от Eh и концентрации карбонатных или силикатных ионов.

Изучение современных хемогенных осадков в этом районе показало их большое разнообразие. Это глиноземистые осадки, железистые (из кислых и субщелочных вод), карбонатные, марганцовистые, кремнистые (из кислых и щелочных вод) и серные осадки. В районе КДВЦ марганцовистые осадки из термальных вод встречаются на трех термальных полях: ТП 1, ТП 9 и ТП 22 (см. рис. 1). Выделяются три разновидности этих осадков: 1 – современные рыхлые марганцовистые (до 33% MnO, ТП 22); 2 – ассоциация с железистыми осадками (до 2% MnO, ТП 1 и ТП 8) и 3 – ассоциация с травертинами современными (до 13% MnO, ТП 22) или более старыми (ТП 9). На последнем поле кар-

бонатная плита имеет размеры ~ 60 × 200 м, мощность более 1 м. В шурфах, на глубине 20-40 см прослеживается зона, обогащенная Мп, мощностью от 2 до 20 см. Травертины на этой глубине содержат 0.7-1.8% MnO. Выше и ниже этой зоны содержание марганца менее 0.25%. На ТП 9 кроме кальцита, гидрогетита и гетита были определены следующие Мп-содержащие минералы: фронделит  $Mn^{2+}Fe^{3+}_{4}(PO_{4})_{3}(OH)_{5}$  и рокбриджеит – (Fe<sup>2+</sup>, Mn)Fe<sup>3+</sup><sub>4</sub>(OH)<sub>5</sub>(PO<sub>4</sub>)<sub>3</sub>. Марганцовистые осадки на Верхне-Гейзерном поле наиболее разнообразны и представлены минералами: пиролюзитом MnO<sub>2</sub> и его яснокристаллической разновидностью - полианитом, вернадитом MnO<sub>2</sub>·nH<sub>2</sub>O, пирохроитом Mn(OH)<sub>2</sub>, криптомеланом K<sub><2</sub>(Mn<sup>4+</sup>,Mn<sup>2+</sup>)<sub>8</sub>O<sub>16</sub>, нсутитом  $Mn^{4+}_{1-x}Mn^{2+}O_{2-2x}(OH)_{2x}$ , вадом ( $MnO_2 \cdot nH_2O$ , где n >> 1), родонитом  $MnSiO_3$ , родохрозитом Mn-СО<sub>3</sub>, манганокальцитом (Mn,Ca)СО<sub>3</sub>. Формулы марганцевых минералов приведены по [Рой, 1986].

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Басков Е.А., Суриков С.Н. Гидротермы Тихоокеанского сегмента Земли. М.: Недра. 1975. 172 с.

- Белоусов В.И. Геология гидротермальных полей в областях современного вулканизма. М.: Наука. 1978. 137 с.
- 3. Брайцева О.А., Флоренский И.В., Понаморева В.В. и др. История активности вулкана Кихпиныч в голоцене // Вулканология и сейсмология. 1985. № 6. С. 3–19.
- Брайцева О.А., Флоренский И.В., Волынец О.Н. Вулкан Кихпиныч. Действующие вулканы Камчатки. М.: Наука. 1991. Т. 2. С. 74–91.
- 5. **Иванов В.В.** Экологическая геохимия элементов. М.: Экология. 1995. кн. 4. С.
- Кассандров Э.Г., Мазуров М.П., Лидин Н.С. и др. Геология и генезис марганцевых месторождений Южно-Минусинского межгорного прогиба. Новосибирск: СНИИГГиМС. 2009. 106 с.
- Набоко С.И. Металлоносность современных гидротерм в областях тектономагматической активности. М.: Наука. 1980. 199 с.
- Шанцер А.Е. Некоторые особенности эволюции тектоно-магматических структур Камчатки в зависимости от ее блокового строения и движения блоков в позднем кайнозое // Бюл. вулканол. станций. 1979. № 57. С. 53–65.
- 9. Рой С. Месторождения марганца. М.: Мир. 1986. 520 с.

## —— VI. ГАЗО-ГИДРОТЕРМАЛЬНЫЕ ПРОЦЕССЫ И РУДООБРАЗОВАНИЕ ———

# СОДЕРЖАНИЕ И ГЕНЕЗИС РЕДКОЗЕМЕЛЬНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ В СОВРЕМЕННЫХ ВУЛКАНОГЕННЫХ ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ СИСТЕМАХ КАМЧАТКИ

## © 2011 г. Г. А. Карпов\*, А. Г. Николаева\*, Ю. В. Алехин\*\*

\*Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский, karpovga@kscnet.ru \*\*Московский государственный университет им. М.В.Ломоносова, Москва, alekhin@geol.msu.ru

Изучение распределения редкоземельных элементов (РЗЭ) в термах современных гидротермальных систем областей активного вулканизма имеет важное теоретическое и практическое значение. Благодаря близости физических и химических свойств РЗЭ, обуславливающих их однотипное поведение в процессах трансформации вещества, можно предположить, что как при магматической дистилляции, так и при выщелачивании из пород они сохраняют свои первоначальные соотношения в образующихся растворах, что можно использовать для генетических построений.

На базе ICP-MS анализов, мы рассмотрели особенности содержания РЗЭ в разных гидрохимических типах гидротерм Камчатки (табл. 1). Ярко выраженной общей закономерностью является довольно выдержанное распределение содержаний РЗЭ практически во всех гидрохимических типах гидротерм Камчатки. Общим является относительный дефицит тяжелых РЗЭ, причем четко выдерживается правило Оддо-Гаркинса: четные элементы имеют более высокое содержание, чем нечетные. Абсолютные содержания всех РЗЭ в термах современных вулканогенных гидротермальных систем Камчатки оказались существенно выше, чем в морской воде. Обнаружилось бимодальное распределение высоких содержаний РЗЭ в кислых термах и довольно выдержанные средние содержания их в близнейтральных и щелочных растворах (рис. 1).

Литофильная природа РЗЭ отчетливо проявилась в вулканогенных гидротермах бессточного и слабопроточного режимов. Так, в ультракислых, хлоридно-сульфатных, железо-алюмо-магнезиальнокальциевых растворах кратерного оз. Троицкое на вулкане Малый Семячик и в трех бессточных котлах в кратере Мутновского вулкана (Бортникова и др., 2009) содержания всех РЗЭ на 4-5 порядков превосходят их содержания в морской воде. Аналогичная картина, но в значениях на 1-1.5 порядка ниже, наблюдается также в умеренно-кислых хлоридно-сульфатных гидротермах озера Банное в кальдере Узон и в близких к ним по составу растворах малодебитного выхода терм в группе Дачных источников (Мутновская гидротермальная система), являющихся, по нашему мнению, дериватами

Nº	Название гилротермальной	Гилрохимический тип	Место отбора	Номер	Вил воло-	T⁰C
п/п	системы	вод	i i i i i Fi	пробы	проявления	-
1	Узонская	I. Cl - Na	ист. Центральный	КВ-59	ист.	97.5
2			ист. Антимонитовый	КВ-59А	ист.	96.0
3	Долина Гейзеров	II. Cl-SO <sub>4</sub> / Na	Гейзер Жемчужный	4592	гейзер	95.0
4	кальдера Академии Наук		гейзер Новый	4602	гейзер	98.0
5	Малкинская		ист. Малкинские	КМЧ-01/05	скв. 9	55.0
6	Северо-Мутновская	III. Cl-SO <sub>4</sub> -HCO <sub>3</sub> /Na-Ca	С-Мутновская ГеоТЭС	КВ-63с	скв. 055	178.5
7	Апачинская		ист. Апачинские	КВ-38	ист.	66.0
8	кальдера Академии Наук		ист. Пийповские	4701	ист.	71.2
9	Саванская	IV. Cl-HCO <sub>3</sub> -SO <sub>4</sub> / Na-Ca	ист. Саванские	КМЧ-42/05	ист.	73.0
10	Верхне-Паратунская	V. SO <sub>4</sub> -Cl-HCO <sub>3</sub> / Na-Ca	В-Паратунка	КМЧ-31/05	скв. 1/1	49.0
11	Северо-Мутновская		ист. Дачные	КВ-64	котел	91.1
12	Узонская	VI. SO <sub>4</sub> -Cl /	руч. Банный	КВ-51	ручей	63.0
13	Мало-Семячинская	Al-Ca-Fe-Mg-Na	оз. Троицкого	КВ-69	МСГ-03/1	35.0
14			кратер	СДП-3	котел	87.0
15	Мутновская*		вулкана	СДП-4	котел	83.0
16			Мутновский	СДП-5	котел	84.0
17	ВТП**	Cl-SO <sub>4</sub> / Na-Ca-Fe	Тихий океан, 13 °с.ш.	M-1984	подв. флюид	317.0
18	Морская вода**	Cl-SO <sub>4</sub> / Na-Mg	Тихий океан	B-1985a	океан	20.0

Таблица 1. Содержание редкоземельных элементов (мкг/л) в различных гидрохимических типах термальных вод

Примечание. ВТП - Восточно-Тихоокеанское поднятие; \* - [Бортникова и др., 2009]; \*\* - [Дубинин, 2006]; ПО - предел обнаружения химического



Рис. 1. Распределение абсолютных содержаний РЗЭ в гидротермах в зависимости от pH. 1 – ист. Центральный (кальдера Узон); 2 – ист. Антимонитовый (кальдера Узон); 3 – гейзер Жемчужный (Долина Гейзеров); 4 – гейзер Новый (кальдера Академии Наук); 5 – ист. Малкинские (скв. 9); 6 – конденсат из скв. 055 (Северо-Мутновская ГеоТЭС); 7 – ист. Апачинские; 8 – ист. Пийповские (кальдера Академии Наук); 9 – ист. Саванские; 10 – Верхне-Паратунская гидротермальная система (скв. 1/1); 11 – руч. Банный (кальдера Узон); 12 – ист. Дачные (Северо-Мутновская ГеоТЭС); 13 – оз. Троицкого (влк. Малый Семячик); 14–16 – водно-грязевые котлы влк. Мутновский: 14 – СДП-3, 15 – СДП-4, 16 – СДП-5; 17 – подводный гидротермальный флюид (13° с.ш. Восточно-Тихоокеанского поднятия); 18 – морская вода.

хлоридно-натриевых гидротерм. Вне зависимости от состава вмещающих пород, в нейтральных и щелочных термах Камчатки содержания всех РЗЭ более низкие, но на 2–3 порядка выше, чем в морской воде [Чудаев и др., 2000; Николаева и др., 2011]. На сводной диаграмме: состав РЗЭ в вулканогенных гидротермах и в гидротермальных флюидах океанических гидротермальных систем, нормализованных к составу РЗЭ в хондритах (рис. 2), видно, что в отличие от океанических флюидов с четко выраженным европиевым максимумом [Дубинин, 2006; Римская–Корсакова, Дубинин, 2003], для всех ти-

Камчатки

pH	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Но	Er	Tm	Yb	Lu
7.50	0.078	0.137	0.014	0.072	0.019	-	0.029	0.004	0.028	0.008	0.025	0.004	0.025	0.004
7.50	0.272	0.552	0.071	0.373	0.142	0.039	0.252	0.045	0.327	0.071	0.222	0.032	0.211	0.035
8.49	0.063	0.068	0.008	0.033	0.006	ПО	0.005	0.001	0.005	ПО	ПО	ПО	ПО	ПО
9.44	0.250	0.042	0.004	0.019	0.006	ПО	0.005	0.001	0.003	ПО	ПО	ПО	0.002	ПО
9.80	0.054	0.084	0.009	0.034	0.005	ПО	0.005	ПО	0.004	ПО	0.002	ПО	0.002	ПО
8.98	0.087	0.081	0.008	0.028	0.004	0.001	0.004	ПО	0.003	ПО	0.001	ПО	0.002	ПО
9.30	0.470	0.818	0.068	0.126	0.009	0.003	0.014	0.002	0.012	0.002	0.006	0.001	0.006	0.001
7.76	0.128	0.290	0.046	0.224	0.067	0.012	0.064	0.008	0.051	0.010	0.029	0.004	0.027	0.004
8.30	0.068	0.119	0.012	0.051	0.009	0.002	0.010	0.001	0.007	0.001	0.005	ПО	0.005	0.001
8.92	0.060	0.092	0.009	0.034	0.006	ПО	0.004	0.001	0.003	ПО	0.002	ПО	0.002	ПО
3.06	0.307	0.891	0.145	0.782	0.262	0.085	0.362	0.066	0.450	0.099	0.295	0.045	0.302	0.045
5.00	1.131	2.603	0.341	1.910	0.797	0.286	1.292	0.227	1.644	0.362	1.128	0.163	1.117	0.174
1.42	20.690	67.694	10.633	53.919	14.800	3.987	14.365	2.132	12.838	2.473	7.043	0.946	6.288	0.924
-0.31	140.00	350.000	55.000	200.000	36.000	8.800	28.000	4.100	23.000	4.300	12.000	1.900	12.00	1.700
0.18	55.000	130.000	23.000	92.000	17.000	3.600	12.000	1.600	8.400	1.600	4.300	0.700	4.600	0.700
-0.03	340.00	920.000	140.000	540.000	90.000	21.000	58.000	7.200	35.000	6.000	16.000	2.500	16.00	2.200
3.83	1.168	2.256	0.311	1.245	0.238	0.652	0.277	0.035	0.187	0.031	0.072	0.010	0.053	0.007
8.20	0.003	0.001	0.001	0.002	0.001	0.000	0.001	0.000	0.001	0.000	0.001	0.000	0.001	0.000

элемента; " – " – отсутствие данных.



**Рис. 2.** Сводный график содержаний РЗЭ в разных гидрохимических типах гидротерм Камчатки. Фигуративные значки в условных обозначениях те же, что и в рис. 1.



**Рис. 3.** Содержание РЗЭ в различных породах Восточной Камчатки. Узон-Гейзерная вулкано-тектоническая депрессия: 1 – базальт, 2 – дацит, 3–5 – гидротермально-измененные породы, 6 – андезит, 7 – дацитовая пемза, 8–10 – дацит. Карымский вулканический центр: 11 – базальтоиды фундамента, 12 – риодацит, 13 – дациты, риодациты, пемза, 14 – риодациты, дациты, пемза; 15 – риодацит, пемзовые бомбы. Срединноокеанические хребты: 16 – андезит, 17 – базальт.

пов вулканогенных гидротерм (за исключением кислых вод кратерных озер и грязевых котлов) характерна ясно выраженная отрицательная европиевая аномалия и менее выраженная тенденция к снижению содержаний тяжелых РЗЭ. По абсолютным содержаниям опробованные нами близнейтральные и субщелочные термы вулканогенных гидротермальных систем близки к океаническим гидротермальным флюидам [Дубинин, 2006]. Как было отмечено выше, существенно более высокими содержаниями всех РЗЭ отличаются кислые термы кратерных озер и грязевых котлов, поле которых занимает самое верхнее положение на рис. 2. Общепризнано, что большую роль в формировании катионно-анионного состава гидротерм, помимо глубинной компоненты, играют процессы массообмена и фактор времени взаимодействия в системе: вода – порода. С этих позиций, естествен-

но, что в застойных условиях кратерных озер и бессточных грязевых котлов, при постоянном притоке сероводорода с газовой фазой, формируются кислые, существенно сульфатные растворы, активно перерождающие боковые породы и выщелачивающие из них как макро, так и микроэлементы. В таких водоемах отмечается существенное увеличение общей минерализации растворов, главным образом за счет увеличения содержания хлрид-ионов, сульфата и катионов – Al, Fe, Ca, Na (см. таблицу). При этом, в раствор из боковых пород переходят и РЗЭ. Механизмом, обуславливающим повышение общей минерализации таких растворов (в первую очередь за счет повышения содержания хлорид-иона), по аналогии с флюидами подводно-океанских термальных полей [Бортников и др. 2010], мы принимаем фазовую сепарацию.

В то же время, как в измененных породах (опалитах), так и в молодых дацитах кальдеры Узон наблюдаются повышенные содержания РЗЭ и четко выраженный европиевый минимум на диаграмме распределения элементов (рис. 3) [Ерощев-Шак и др. 1998, Гриб и др., 2003]. Такая же картина характерна для экструзий андезитов и дацитов вулканической постройки Академии Наук [Гриб и др. 2009] и для изверженных пород нового эруптивного центра – кратера Токарева в кальдере Академии Наук [Иванов, 2008].

Отсюда можно сделать вывод о наличии генетической связи вулканогенных гидротерм Камчатки, выносящих значительные массы редкоземельных элементов, с магматическими очагами среднего и кислого составов. Подтверждают это предположение и геологические данные [Карпов, 1988]. В генетическом плане интересны также соотношения содержаний РЗЭ с хлорид-ионом и бором, максимально высокие содержания которого отмечаются именно в хлоридно-натриевом гидрохимическом типе гидротерм Камчатки. Как легкие, так и тяжелые РЗЭ обнаруживают идентичную картину положительных корреляций с содержанием хлорид-иона во всех гидрохимических типах терм, причем, поле содержаний РЗЭ хорошо распадается на три участка, тренды которых субпараллельны и отражают условия кислотности- щелочности и гидрохимические особенности растворов. Аналогично и соотношение содержаний РЗЭ с содержанием бора в растворах

Эти материалы, а также данные [Дубинин, 2006] позволяют сделать вывод о преимущественном переносе РЗЭ в виде хлоридных комплексов в составе наиболее глубинных, высокотемпературных гидротерм хлоридно–натриевого типа, производными которых в приповерхностных условиях являются все остальные типы гидротерм. Дополнительным источником вещества, приводящим к максимальновысоким концентрациям РЗЭ в ультракислых и кислых термах кратерных озер и бессточных грязевых котлов современных вулканогенных гидротермальных систем являются боковые породы.

Работа выполнена при поддержке проекта РФФИ № 11-05-00572а "Закономерности формирования макро- и микроэлементного состава аэрозольных фаз при эмиссии из почв, газогидротермальной деятельности и вулканических извержениях".

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Бортников Н.С. Фазовая сепарация флюида в глубоководном современном субмаринном гидротермальном поле Ашадзе (Срединно-Атлантический хребет, 12° 58` с.ш.): результаты изучения флюидных включений и прямые наблюдения // ДАН. 2010. Т. 435. № 1. С. 81–84.
- Бортникова С.Б., Гавриленко Г.М., Бессонова Е.П. и др. Гидрогеохимия термальных источников вулкана Мутновский (Южная Камчатка) // Вулканология и сейсмология. 2009. № 6. С. 26–43.
- 3. Гриб Е.Н., Леонов В.Л., Перепелов А.Б. Геохимия вулканических пород Карымского вулканического центра // Вулканология и сейсмология. 2009. № 6. С. 3–25.
- Гриб Е.Н., Перепелов А.Б., Леонов В.Л. Геохимия вулканических пород Узон-Гейзерной депрессии (Камчатка) // Вулканология и сейсмология. 2003. № 4. С. 11–28.
- 5. **Дубинин А.В.** Геохимия редкоземельных элементов в океане. М.: Наука, 2006. 360 с.
- 6. **Иванов Б.В.** Андезиты Камчатки. М. Наука. 2008. С. 346–357.
- 7. Ерощев-Шак В.А., Золотарев Б.П., Карпов Г.А. и др. // Литология и полезные ископаемые. 1998. № 2. С. 195–206.
- Карпов Г.А. Современные гидротермы и ртутносурьмяно-мышьяковое оруденение. М. Наука. 1988. 183 с.
- Николаева А.Г., Алехин Ю.В., Карпов Г.А. Редкоземельные элементы в современных вулканогенных гидротермах Камчатки // Матер. ежегодной конференции, посвященной Дню вулканолога 30 марта-1 апреля 2011 г. Петропавловск-Камчатский, 2011, (в печати).
- 10. Римская-Корсакова М.Н., Дубинин А.В. Редкоземельные элементы в сульфидах подводных гидротермальных истоков Атлантического океана. Докл. АН. 2003. Т. 389. № 5. С. 672–676.
- 11. **Чудаев О.В., Чудаева В.А., Карпов Г.А. и др.** Геохимия вод основных геотермальных районов Камчатки. В.: Дальнаука. 2000. 162 с.

# СОВРЕМЕННЫЕ НИЗКОТЕМПЕРАТУРНЫЕ ГИДРОТЕРМАЛЬНЫЕ СИСТЕМЫ НА КОЛЧЕДАННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЯХ УРАЛА (ПО РЕЗУЛЬТАТАМ ДЕШИФРИРОВАНИЯ КОСМОСНИМКОВ)

## © 2011 г. А. Ю. Кисин, М. Е. Притчин

Институт геологии и геохимии УрО РАН, Екатеринбург, kissin@igg.uran.ru

В настоящее время стали общедоступными космические снимки Интернет-ресурсов Google Earth и http://kosmosnimki.ru/, что дает возможность дистанционных исследований любых площадей. Космоснимки Интернет-ресурса http://kosmosnimki.ru/ отличаются довольно высоким разрешением, равномерностью покрытия и мультиспектральным изображением. Они позволяют работать как с мелкомасштабными изображениями больших областей, так и с относительно крупномасштабными (1:20 000) снимками отдельных участков. Снимки Интернет-ресурса Google Earth, напротив, отличаются неравномерностью покрытия площади, различной разрешающей способностью изображений, съемкой в различные времена года, различной спектральностью. Это часто создает затруднения работы с мелкомасштабными снимками больших площадей. Но на отдельные участки имеются снимки повышенной разрешающей способности (например, на площадь Гайского месторождения можно успешно рассматривать снимки масштаба 1:1000; дата съемки 20.09.2003). На обоих сайтах имеется возможность просмотра снимков в формате 3D. Цель настоящих исследований заключалась в изучении образа типичных колчеданных месторождений Урала на космоснимках общедоступных Интернет-ресурсов и выявлении признаков, пригодных для использования при поисках месторождений такого типа.

При дешифрировании космоснимков рудных районов Урала, прежде всего, в глаза бросаются линеаменты, образующие определенную сеть, которую логично связать с тектоническими нарушениями. Разрывная тектоника на колчеданных месторождениях Урала изучалась многими исследователями и в обобщенном виде приведена в ряде работ (Прокин, 1977; Серавкин и др., 2001; Гайский ГОК..., 2004 и др.). Согласно И.Б. Серавкину и др. (2001), колчеданные месторождения Уральского типа контролируются "скрытыми разлома-ми рифтогенного заложения" близмеридионального простирания: Учалинско-Верхнеуральской, Бак-Узяк-Сибайской, Уваряж-Вишневской, Восточно-Баймакской, Петропавловско-Бурибайской, Макан-Восточно-Акъярской и Подольско-Гайской. Золотоколчеданно-полиметаллическое оруденение связано со сколовыми зонами северо-западного простирания, заложенными почти одновременно с рифтогенными разломами. Рудоносные палеовулканы формировались на пересечении этих двух структур. Согласно цитируемым авторам, локальный структурный контроль обусловлен пересечением рудоподводящих зон субмеридионального и северозападного простираний.

В.А. Прокин и др. (2004) для тех же объектов выделяют "региональные магмовыводящие разломы, контролирующие размещение рудоносных вулканических построек" и "поперечные разломы в фундаменте складчатых систем". Полагается, что на пересечении этих двух структур формируются крупные колчеданные месторождения. Здесь мы видим тот же случай, когда из-за очень широкого распространения использование разрывной тектоники для прогнозных целей становится мало эффективным. Кроме того, данными исследователями на каждом крупном колчеданном месторождении выделяется "локальная линейная тектоническая зона или главный контролирующий разлом", субпараллельный вулканическому поясу; амплитуда смещений не превышает нескольких десятков метров (курсив А.В. Прокина и др.). На Гайском месторождении к данному типу отнесен Центральный разлом взбросового характера, сопровождаемый зоной рассланцевания. Кроме того, выделяются Западный и Восточный разломы, ограничивающие месторождение, а также Калиновский разлом (на востоке) и Гайский надвиг (на западе). Судя по кинематике, перечисленные рудоконтролирующие разломы Гайского месторождения относятся к коллизионным. К аналогичному выводу пришел и С.Е. Знаменский (2011), указывая на их взбросонадвиговый характер. Все исследователи единодушны во мнении, что синрудные разломы рифтогенного этапа выявляются плохо. В таком случае закономерен вопрос о времени и условиях формирования Гайского месторождения.

Дешифрируемость площади Гайского месторождения достаточно хорошая, чему способствует слабопересеченный, преимущественно денудационный характер рельефа, степная климатическая зона, отсутствие латеральных кор выветривания. На космоснимках линеаменты всех простираний, отвечающих перечисленным выше тектоническим нарушениям, присутствуют в большом количестве, в том числе и далеко за пределами месторождения (Кисин, 2011). Рудоконтролирующие разломы, отмеченные В.А. Прокиным и др. (2004), находятся без особого труда, но выглядят они весьма мелкими и неприметными, с плохо выраженной индивидуальностью.

Анализирую линеаментную сеть палеовулканического сектора Урала, наблюдаемую на космоснимках, мы должны с сожалением констатировать, что ортогональные и диагональные системы простирания являются одними из самых распространенных на Урале. Таким образом, использование разрывной тектоники, выявляемой дешифрированием космоснимков, для прогноза месторождений колчеданного типа представляется малоперспективным. В то же время, не использование космоснимков для этих целей также будет неоправданным, поскольку это важный источник информации.

В связи с этим, больший интерес вызывают обводненные катаклазированные участки. На Гайском месторождении именно обводненность сделала многие трещины хорошо заметными на космоснимках. Примечательно, что даже большая глубина действующих карьеров и подземная отработка месторождения не привели к осушению катаклазированных участков месторождения. Следует напомнить, что критерием для постановки поисковых работ на Гайском месторождении вначале прошлого века послужило купоросное озеро, которое существует и в настоящее время, хотя находится всего в 2-х км от центра карьера № 2, имеющего глубину около 200 м. На космоснимках хорошо виден "мокрый след", аномальным цветом растительности, протягивающийся от карьера № 2 – на юго-восток, к купоросному озеру. Еще один небольшой ручей протягивается от северных отвалов к югу, через восточную окраину п. Калиновка, в направлении купоросного озера. С западных бортов всех трех карьеров к юго-западу и частично к северо-западу протягиваются многочисленные сильно обводненные трещинные зоны, местами объединенные в ручьи-болотца, с аномальным цветом растительности. Вмещающие месторождение породы сильно дезинтегрированы и осветлены; аналогичная картина наблюдается и вдоль многих обводненных трещин вблизи месторождения. В целом, обводненный участок сильно катаклазированных пород имеет вид овала размером около 4.6х6.5 км, вытянутого в север-северо-западном направлении, в центре которого расположены карьеры. Обводненный участок является слабовыраженной в рельефе возвышенностью, поскольку вода растекается во все стороны от карьеров.

Какая связь может быть между месторождением меди и выходом трещинных подземных вод – пока не понятно. Но такая связь, вероятно, существует. По результатам дешифрирования, один "сырой" участок наблюдается севернее карьера № 1 и еще два участка к югу от карьера № 2. Масштабы их не велики, но, вероятно, имеет смысл исследовать глины с этих участков на содержание меди.

По результатам дешифрирования космоснимков, на Сибайский карьер выходит группа прямолинейных (субвертикальных) трещин с простиранием 45–500CB; слабоизвилистая долина ручья, которая, возможно, фиксирует относительно крупное тектоническое нарушение с азимутом простирания 100– 1100 и крутым (60–700) падением на юг; и, возможно, одиночное нарушение с азимутом простирания 780. Представляется интересным то, что месторождение находится на участке высокой влажности. К северу от карьера наблюдается еще 4 "мокрых" участка (на одном из них имеется небольшой карьер).

Большой интерес вызывает оз. Колтубан, расположенное в 6–7 км к югу от месторождения. Озеро имеет почти изометричную форму и размеры около 3 × 3 км. По фототону космоснимка можно предположить, что озеро занимает часть палеокальдеры, имеющей здесь ширину около 5 км. От Сибайского карьера на юго-юго-запад протягивается широкая полоса мелко-пятнистого фототона, выходящая на восточный берег оз. Колтубан и уходящая далее на юго-запад по азимуту 1550. Пестрота окраски данной зоны вызывает ассоциацию с брекчиями или, с учетом масштаба, с мегабрекчиями. С запада на озеро выходит крупный лог с простиранием 100-1100, а с востока наблюдается еще несколько прямолинейных логов, с азимутом простирания 660. От юго-западного побережья озера протягивается еще одна широкая полоса пестрого фототона (предположительно зона сильно тектонизированных пород), которая прослеживается к югу на 16 км. К ней приурочено несколько обводненных участков. Представляется, что данный участок, самый "мокрый" вблизи Сибайского месторождения и заслуживает особого внимания. В 1978 г. один из авторов (А.К.) изучал проявление яшм на южном берегу данного озера, которое представлено сильно тектонизированной кварц-гематитовой породой. Считается, что кварц-гематитовая порода типична для месторождений колчеданного типа (Гайский..., 2004 и др.).

Таким образом, дешифрирование космоснимков палеовулканического сектора Урала показало, что медноколчеданные месторождения отчетливо выделяются современной гидротермальной системой напорных вод. Такие системы наблюдаются на площади Сибайского и Гайского месторождений; озера, в том числе и соленые, расположены в непосредственной близости и от подобных месторождений Учалинской группы. Рудничные воды обычно являются сильно минерализованными, что обязательно сказывается на окраске почвы и растительности. Это очень хорошо видно на примере космоснимков Гайского месторождения. Считаем, что для прогнозных целей медноколчеданных месторождений в палеовулканическом секторе Урала большое значение могут иметь выходы на дневную поверхность подземных трещинных минерализованных вод и признаки химической дезинтеграции пород вдоль этих трещин. Исследование современных гидротермальных систем рудных месторождений может оказаться весьма перспективным направлением способствовать открытию новых месторождений. На раннем этапе исследований необходимую информацию о наличии таких систем можно получить дешифрированием космоснимков общедоступных Интернет-ресурсов.

Работа выполнена в рамках проекта 11–55–03-ИАП.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

 Гайский ГОК; геология Гайского и Подольского медно-цинковых колчеданных месторождений на Урале / Отв. ред. д.г.-м.н., проф. В.А. Прокин. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2004. 148 с.

- Прокин В.А. Закономерности размещения колчеданных месторождений на Южном Урале. М.: Недра, 1977. 176 с.
- 3. Кисин А.Ю. Разрывные нарушения на Сибайском и Гайском колчеданных месторождениях Ю. Урала (по результатам дешифрирования космоснимков) // Тектоника, рудные месторождения и глубинное строение земной коры. Мат-лы Всеросс.науч.конф. посвящ. 100-летию С.Н. Иванова (IV Чте-я памяти С.Н. Иванова). Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2011. С. 114–116.
- Знаменский С.Е. Деформационные структуры колчеданных месторождений Магнитогорской мегазоны // Тектоника, рудные месторождения и глубинное строение земной коры. Мат-лы Всеросс.науч. конф. посвящ. 100-летию С.Н. Иванова (IV Чте-я памяти С.Н. Иванова). Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2011. С. 93–95.
- Серавкин И.Б., Знаменский С.Е., Косарев А.М. Разрывная тектоника и рудоносность Башкирского Зауралья. Уфа: Полиграфкомбинат, 2001. 318 с.
- 6. Интернет-ресурс http://kosmosnimki.ru/
- 7. Интернет-ресурс Google Earth

## = — VI. ГАЗО-ГИДРОТЕРМАЛЬНЫЕ ПРОЦЕССЫ И РУДООБРАЗОВАНИЕ 🛛 ==

# КАЛЬДЕРА ВУЛКАНА УЗОН (КАМЧАТКА) – УНИКАЛЬНАЯ ПРИРОДНАЯ ЛАБОРАТОРИЯ СОВРЕМЕННОГО НАФТИДОГЕНЕЗА

© 2011 г. А. Э. Конторович\*, В. А. Каширцев\*, С. Б. Бортникова\*, Г. А. Карпов\*\*, Е. А. Костырева\*, А. Н. Фомин\*

\*Институт нефтегазовой геологии и геофизики СО РАН, г. Новосибирск, KontorovichAE@ipgg.nsc.ru \*\*Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, г. Петропавловск-Камчатский, Karpovga@kscnet.ru

В научной литературе, особенно российской, в последние годы регулярно появляются публикации, в которых без системного анализа всей совокупности геологических и биогеохимических фактов, развиваются представления об абиогенном синтезе нефти. В качестве наиболее "сильных" аргументов, которые используют как доказательство генетической связи нефти с магматическими очагами, обычно приводят случаи обнаружения углеводородов (УВ) в продуктах деятельности современных вулканов. В качестве примера таких нафтидопроявлений часто ссылаются на находки в кальдере вулкана Узон (п-ов Камчатка).

В 1969 г. при обследовании Центрального участка термального поля в закопушках вблизи грязевых котлов Н.С. Бескровный, С.Ф. Главатских, Б.А. Лебедев и С.И. Набоко обнаружили проявления нефти [Бескровный и др., 1971, 1971а, Металлы и нефть..., 1970]. На поверхность горячей воды, заполняющей закопушку, сразу после выемки грунта всплывали маслянистые, зеленые, в некоторых случаях, наоборот, бесцветные, без запаха или с сильным керосиновым запахом нефтяные пятна. Для выяснения природы этих нафтидов, сотрудниками ИНГГ СО РАН и ИВиС ДВО РАН в 2007–2008 гг. отобраны и изучены на современном аналитическом уровне нефтепроявления из этой кальдеры.

Узонско-Гейзерная вулкано-тектоническая депрессия располагается в центральной части Восточного вулканического пояса Камчатки и представляет собой овальную котловину размером 15 × 7.5 км, почти доверху заполненную (в юго-восточном секторе) молодыми экструзивными куполами. В фундаменте кальдеры, занимающей западный сектор депрессии, залегает комплекс вулканогенноосадочных отложений плиоценового возраста. Современный облик кальдеры сформировался около 40 тыс. лет назад после фазы мощных извержений. На фумарольных полях проявляются газовые струи с температурой 97-99°С, грязевые котлы, термальные источники, теплые озера. На глубине 500 м температура может достигать 200–250°С [Карпов, 1988].

В озерах, образующихся на дне кальдер и в зонах активного водо- и газообмена обитают специфические микроорганизмы: мезофиллы, растущие при температурах ниже 40°С, термофилы, растущие при температурах от 40 до 70°С и экстремальные термофилы, растущие при температурах выше 70°С [Заварзин и др., 1989].

Озерные осадки посткальдерного комплекса, представленные относительно мощной (до нескольких сотен метров) толщей пеплово-пемзовых, псаммитовых и псефитовых туфов кислого состава, экструзивными куполами и продуктами взрывного вулканизма, содержат споры, пыльцу растений и остатки диатомовых водорослей средне- и позднеплейстоценового возраста. Содержание органического углерода в осадках варьирует от 0.2 до 1.4%.

В групповом составе нефтепроявлений из кальдеры вулкана Узон доминируют углеводороды (90–93%). Среди них по массе насыщенных УВ в 2 раза больше, чем ароматических. Концентрация гетероциклических соединений составляет 7–10%. Асфальтенов в изученных образцах очень мало, не более 0.3%.

Во фракции насыщенных углеводородов идентифицированы н-алканы  $C_{10}-C_{37}$ , алифатические изопренаны –  $C_{13}-C_{25}$ , стераны ( $C_{21}-C_{22}$  и  $C_{27}-C_{30}$ ) и терпаны ( $C_{19}-C_{35}$ ). Распределение нормальных алканов в нефти одномодальное с максимумом (10– 16% от суммы нормальных алканов) на углеводородах  $C_{18}-C_{20}$  (рис. 1). Соотношение концентраций н-алканов  $C_{27}$  и  $C_{17}$  в нефти <0.2. Отношение концентраций четных к нечетным УВ (СРІ) составляет 0.9–1.0.

В составе изоалканов идентифицированы монометилалканы и изопренаны. Среди алифатических изопренанов преобладают фитан и пристан (до 53% от суммы изопренанов). Отношение концентраций пристана к фитану (Pr/Ph) в нефтепроявлениях <0.5. Концентрация нормальных алканов превышает изопренаны в 3 раза. Среди монометилалканов в наибольших концентрациях присутствуют 3-метилалканы.

Высокомолекулярные циклоалканы в кальдере нефти вулкана Узон представлены стеранами, терпанами и углеводородами гомологического ряда алкилциклогексанов. Последние хорошо видны на масс-фрагментограмме m/z = 83.

Среди стеранов ( $C_{27}$ - $C_{30}$ ) преобладают этилхолестаны ( $C_{29}$ ). Стераны  $C_{27}$ , $C_{28}$ , $C_{30}$  в порядке убы-



**Рис. 1.** Хроматограмма по общему ионному току (TIC) насыщенных углеводородов и массфрагментограмма алкилциклогексанов (m/z = 83) нефти из кальдеры вулкана Узон.

вания концентраций образуют следующий ряд  $C_{28}>C_{27}>C_{30}$  (рис. 2). Отношение концентраций стеранов  $C_{29}$  к  $C_{27}$  больше 2.5. Среди углеводородов  $C_{27}-C_{29}$  гомологического ряда стеранов до 85% от суммы изомеров составляют  $\alpha\alpha$ -изомеры (рис. 2). Как видно из рис. 2,  $\beta\beta$ -изомеры в изученной нефти имеются у метил – и этилхолестанов, в составе холестанов они отсутствуют. На масс-хроматограмме при m/z = 231 видно наличие среди циклоалканов 4-метил- $\alpha\alpha$ -стеранов  $C_{29}$  и  $C_{30}$ , предшественники которых обычно синтезируются диатомеями (рис. 2).

В составе терпанов ( $C_{19}$ - $C_{35}$ ) в максимальной концентрации находятся гопаны (49–77% от суммы терпанов). Содержание трицикланов ( $C_{19}$ - $C_{31}$ ) составляет от 6 до 35%, моретанов от 6 до15% от суммы терпанов. Среди гопанов ( $C_{27}$ - $C_{35}$ ) и море-



**Рис. 2.** Масс-фрагментограмма стеранов (m/z = 217, 218, 231) насыщенной фракции нефти из кальдеры вулкана Узон.

танов ( $C_{29}$ - $C_{32}$ ) в максимальной концентрации находятся УВ –  $C_{30}$  (30–41% от суммы гопанов и 47– 51% от суммы моретанов). Отношение гопанов Тs к Tm < 0.1, что указывает на низкий уровень их катагенетической превращенности (рис. 3).

Среди трицикланов в максимальных концентрациях находятся углеводороды  $C_{19}$ - $C_{20}$  (23–33% от суммы трицикланов). Содержание трицикланов  $C_{23}$ - $C_{26}$  составляет 25–27% от суммы трицикланов. На углеводороды  $C_{28}$ - $C_{31}$  приходится от 12 до 33% от суммы трицикланов. Трициклановый индекс  $(2(C_{19}+C_{20})/\Sigma C_i$  (где I = 23, 24, 25, 26) в нефтепроявлениях > 2. В незначительных концентрациях присутствуют олеанан и гаммацеран.

В ароматической фракции нефтепроявлений по m/z= 178, 192, 184, 198, 253, 231 идентифицированы фенантрены, метилфенантрены, моно – и триароматические стероиды, а также дибензотиофены.

Состав насыщенных и ароматических углеводородов нефтепроявлений в кальдере вулкана Узон показывает, что их источником были липиды заносимых в осадки остатков наземной растительности и бактерий [Конторович и др., 2004]. Подобный источник липидов исходного живого вещества подтверждает и изотопный состав углерода фоссилизи-



Рис. 3. Масс-фрагментограмма терпанов (m/z = 191) насыщенной фракции нефти из кальдеры вулкана Узон.

рованного органического вещества ( $\delta^{13}C = -28.3\%$ ).

Судя по составу углеводородов – биомаркеров нефти, степень преобразованности исходного органического вещества отвечает самому началу главной фазы нефтеобразования. На это указывают соотношение четных и нечетных н-алканов (близкое к 1), высокие концентрации  $\alpha\alpha$ -стеранов и в то же время отсутствие биогопанов выше C<sub>27</sub>, преобладание в гомогопанах S изомеров над R, низкие значения отношения концентраций гопанов Ts к Tm, низкие значения фенантренового и дибензотиофенового индексов (0.6–1.1 и 0.3–1.2 соответственно).

Кальдера вулкана Узон является природной системой, в которой в результате разгрузки высокотемпературных гидротерм практически от самой поверхности осадки нагреты до температур, которые в классических нефтегазоносных бассейнах имеет место на глубинах 2-3 и более км. В этих условиях в плиоцен-нижнечетвертичных осадках кальдеры кратера вулкана Узон происходит деструкция органического вещества и образование углеводородов и гетероциклических соединений нефти. Особенность образующихся углеводородов из-за малого времени этого уникального эксперимента Природы и сравнительно невысоких температур состоит в том, что углеводороды нефти из кальдеры вулкана Узон в основной своей массе наследуют углеродный скелет и стереохимию липидов исходного живого вещества. В этих "молодых" образованиях насыщенность биомаркерами проявляется в большей степени, чем в "обычных" нефтях. На молодость изученной кальдерной нефти указывает наличие

в составе ее соединений изотопов углерода  $^{14}$ C – определенное методами изотопной геохронологии время образования живого вещества узонской нефти 940 ± 40 лет (калиброванное-conventional) [Simoneit et al., 2009].

Иными словами, кальдера кратера вулкана Узон представляет собой природную лабораторию современного образования нефти из органического вещества плиоцен-нижнечетвертичных осадков.

Попытки рассматривать соединения, образующие эти нефтепроявления как продукт абиогенного синтеза углеводородов лишены всякого основания. Изложенное выше подтверждает высказанную ранее гипотезу М.К. Калинко и О.К.Баженовой с соавторами, что в кальдере вулкана Узон, благодаря воздействию гидротерм, в настоящий момент геологического времени происходит образование нефти из современного захороненного в осадках органического вещества [Калинко, 1975; Bazhenova et al., 1998].

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- 1. Бескровный Н.С., Лебедев Б.А. Нефтепроявление в кальдере вулкана Узон на Камчатке // ДАН СССР. 1971, Т. 201, № 4, с. 953–956.
- 2. Бескровный Н.С., Набоко С.И. О нефтеносности гидротермальных систем, связанных с вулканизмом // Геология и геофизика. 1971, № 2, С. 3–14.
- Заварзин Г.А., Карпов Г.А., Горленко В.М., Головачева Р.С., Герасименко Л.М., Бонч-Осмоловская Е.А., Орлеанский В.К. Кальдерные микроорганизмы. М.: Наука, 1989. 120 с.

- Калинко М.К. Генезис микронефтепроявлений кальдеры вулкана Узон (Восточная Камчатка) // Преобразование органического вещества в современных и ископаемых осадках и основные этапы генерации свободных углеводородов. М.: Труды ВНИГНИ, вып. 175, 1975, с. 50–58.
- Карпов Г.А. Современные гидротермы и ртутносурьмяно-мышьяковое оруденение. М.: Наука, 1988. 183 с.
- 6. Конторович А.Э., Меленевский В.Н., Иванова Е.Н., Фомин А.Н. Фенантрены, ароматические стераны и дибензотиофены в юрских отложениях Западно-Сибирского нефтегазоносного бассейна и их значение

для органической геохимии// Геология и геофизика, 2004, Т. 45, № 7, С. 652–666.

- Металлы и нефть в гидротермальных растворах кальдеры Узон // Н.С. Бескровный, С.Ф. Главатских, Б.А. Лебедев и др. / Современные металлообразующие растворы. Петропавловск-Камчатский: ИВ СО АН СССР, 1970, С. 21–22.
- Bazhenova O.K., Arefiev O.A., E.B. Frolov E.V. Oil of the volcano Uzon caldera, Kamchatka// Organic geochemistry, 1998, Vol. 29, Issues 1–3, pp.421–428.
   Simoneit B.R.T., Deamer D.W., Kompanichenko V.
- Simoneit B.R.T., Deamer D.W., Kompanichenko V. Characterization of hydrothermally generated oil from the Uzon caldera, Kamchatka // Applied geochemistry, 2009, Vol. 24, Issue 2, pp.303–309.

## 

# НЕФТЕГАЗОНОСНЫЕ ВТОРИЧНЫЕ КВАРЦИТЫ И ПРОПИЛИТЫ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ КАК ОТРАЖЕНИЕ ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ ПРОЦЕССОВ В ПАЛЕОВУЛКАНАХ ИСКОПАЕМЫХ РИФТОВ

© 2011 г. А. Д. Коробов\*, Л. А. Коробова\*, А. А. Качкин\*\*

\*Национальный исследовательский университет Саратовский гос. университет, г. Саратов, korob@info.sgu.ru \*\*ООО "Лукойл-Западная Сибирь", ТПП "Урайнефтегаз", Урай, akachkin@urai.com.ru

Установлено (Коробов и др., 2004), что характер эпигенетических изменений пород фундамента и осадочного чехла Западно-Сибирской плиты контролируется разрывными нарушениями и определяется вспышками гидротермальной деятельности, которая сопровождала периоды тектонической перестройки региона. В течение мезозоя активизация Западно-Сибирской плиты возобновлялась неоднократно. В частности, она имела место в средней юре (180-160 млн. лет), раннем мелу (неокоме - 145-120 млн. лет) и позднем мелу - раннем палеогене (100-60 млн. лет) (Федоров и др., 2004). При тектонической активизации эпицентры гидротермальных процессов были сосредоточены в погребенных рифтах и изолированных впадинах, порожденных раннемезозойским континентальным рифтогенезом (Коробов и др., 2004). Именно в толщах изверженных пород Т<sub>1-2</sub> (туринская серия и ее аналоги), выполняющих наложенные на палеозойский фундамент структуры, зарождались и циркулировали горячие растворы, значительная часть которых проникала в осадочный чехол по разломам. Различия тектонических позиций рифтов и генетически с ними связанных изолированных впадин определили специфику заполняющего их изверженного материала и постмагматических явлений, в этих структурах протекавших. Это касается гидротермальных процессов как доюрской (доплитной) стадии, так и тех, что сопровождали тектоническую активизацию уже сформировавшейся молодой платформы. В рифтах и надрифтовых желобах господствовало высокотемпературное, а в изолированных депрессиях и перекрывающих породах чехла – более низкотемпературное гидротермальное минералообразование. Так, в Широтном Приобье (Талинское месторождение) в изолированных впадинах риолиты туринской серии или самые молодые гранитоиды палеозойского фундамента и перекрывающие пласты ЮК<sub>10-11</sub> шеркалинской пачки (верхний лейас) испытали сернокислотное выщелачивание (150–250°С) с возникновением вторичных кварцитов - продуктивных новообразованных коллекторов.

Нефтенасыщенные пласты ЮК<sub>10-11</sub> Талинского месторождения залегают в основании осадочного чехла Западно-Сибирской плиты и заполняют узкую (5-20 км) протяженную (свыше 120 км) грабенообразную впадину субмеридианального простирания, расположенную к западу от Красноленинского свода. Они представлены главным образом мелко-, средне- и крупнообломочными песчаниками с прослоями гравелитов. Специальные исследования (Зубков и др., 1991; Абдуллин, 1991; Лукин, Гарипов, 1994) показали, что породы шеркалинской пачки становятся высококачественными коллекторами в результате глубокого гидротермального преобразования. Максимально переработанные терригенные (обычно разнозернистые и грубообломочные) породы представляют собой диккит-каолинит-кварцевые метасоматиты со сложнопостроенным пустотным пространством и широким развитием крупных пор и каверн.

Работы М.Ю. Зубкова и его коллег (1991) указывают, что изначально пласты ЮК<sub>10-11</sub> были обогащены обломками кварца (78%), полевых шпатов (9%), глинистых минералов (9%); в них также присутствовали постдиагенетические карбонаты – сидерит, анкерит, доломит, кальцит (4%). Полевые шпаты представлены микроклином, ортоклазом, средними и кислыми плагиоклазами; глинистые минералы - моноклинным структурно несовершенным каолинитом, гидрослюдой, хлоритом и смешанослойными образованиями. В соответствии с теоретическими представлениями И.М. Симановича (1978), кварц, полевые шпаты и слоистые силикаты образуют так называемую терригенную ассоциацию минералов пород шеркалинской пачки. Ингредиенты этой ассоциации в процессе образования диккит-каолинит-кварцевых метасоматитов продемонстрировали неодинаковую устойчивость и характер изменений.

Все компоненты пород, кроме кварца, активно разрушались. Под влиянием циркулировавших высоконагретых растворов в крупнозернистых песчаниках и гравелитах шеркалинской пачки произошла полная замена терригенной ассоциации минералов на гидротермальную. Она осуществлялась последовательно и носила зональный характер (в порядке нарастания кислотности): альбит + хлорит + карбонаты → альбит + каолинит + диккит + кварц → каолинит + диккит + кварц → каолинит + диккит + кварц + опал → кварц ± опал. Причем переход от

свежих полимиктовых песчаников и гравелитов до зон их максимальной гидротермальной переработки, по данным В.И. Белкина и А.К. Бачурина, колеблется в интервале от десятков сантиметров до первых метров.

В этом ряду свое четкое место занимает альбитизация плагиоклазов. Аутигенный альбит шеркалинской пачки, как правило, представляет собой полый или пористый монокристалл, пустоты которого заполнены вторичными минералами. Среди них, с учетом новообразованного минерала - хозяина, необходимо различать две ассоциации, типичные, с точки зрения Д.С. Коржинского и Н.И. Наковника, для двух генетически взаимосвязанных формаций: гидротермально-метасоматических пропилитовой (альбит + хлорит + карбонаты) и сернокислотного выщелачивания или вторичных кварцитов (каолинит + диккит + кварц). Следовательно, отмеченные минеральные ассоциации определяют пограничные условия двух процессов - пропилитизации и сернокислотного выщелачивания, которые существовали на Талинском месторождении в период тектоногидротермальной активизации. Это подтверждается тем, что альбитизация происходит под действием слабокислых (рН 6) растворов, имеющих температуру 290°С и выше. При этом процессы пропилитизации в породах шеркалинской пачки носят эмбриональный характер, а сернокислотное выщелачивание проявлено чрезвычайно широко.

На участках максимального растворения (выщелачивания) в пластах ЮК<sub>10-11</sub> возникли поры морфологически очень сложного строения явно коррозионной природы. Они коренным образом отличаются от структуры порового пространства традиционного типа терригенных коллекторов. По мнению Ф.Е. Лукина и О.М. Гарипова (1994), это является наглядным подтверждением ведущей роли высоконапорных высокоэнтальпийных (интенсивное выщелачивание и метасоматоз) глубинных растворов в формировании нефтенасыщенных коллекторов шеркалинской пачки. Остаются невыясненными причины возникновения повышенной гидродинамики горячих вод. Одним из условий появления таких растворов, на наш взгляд, является меняющийся режим бокового давления при тектоногидротермальной активизации. Если с этим согласиться, значит район Красноленинского свода должен был испытать значительную тектоническую перестройку.

Действительно, территория месторождения неоднократно переживала периоды тектонической напряженности, следствием чего является большое количество (свыше 80) разновозрастных разрывных нарушений в фундаменте и чехле и значительная дислоцированность шеркалинского горизонта. Этот горизонт имеет отчетливое блоковое строение вследствие развития субвертикальных разломов. Ширина зон максимального дробления составляет 50–200 м, а амплитуды взаимных вертикальных смещений блоков достигают 10–15 м (Зубков и др., 1991; Абдуллин, 1991). Перечисленное заставляет предполагать, что на Талинском месторождении в периоды тектонической активизации развитие гидротермального процесса протекало в обстановке стресса. Причем частота пульсирующего режима и интенсивность сжатия, не оставались постоянными на ранних и заключительных этапах активизации. Следствием этого явилось изменение режима кислотности – щелочности минералообразования, которое происходило в разных диапазонах и с различной скоростью на ранней и поздней стадиях гидротермального процесса. Самые контрастные и быстроменяющиеся условия существовали в зонах разломов в раннюю стадию. Это доказывается пространственным сонахождением в пустотах выщелачивания пластов ЮК<sub>10-11</sub> диккита (в меньшей степени каолинита), с одной стороны, и адуляра – с другой. Присутствуют они, совместно в виде тонкодисперсного агрегата. Работами С.И. Набоко и В.И. Кононова установлено, что минералы группы каолинита формируются в кислых ( $pH \le 3$ ), а адуляр – в щелочных (рН 9-10) обстановках. Что же могло обусловить гидротермальное минералонакопление в широком диапазоне рН ≤ 3–10 и, притом, в весьма ограниченном геологическом пространстве?

Исследования С.И. Набоко и А.Д. Коробова, проведенные в областях современного, молодого и древнего вулканизма свидетельствуют, что адуляр является индикатором резкого повышения щелочности гидротерм, происходящего в зонах разломов. Появление адуляра обусловлено эвакуацией углекислоты при вскипании и дегазации горячих вод. При этом наблюдается увеличение концентрации растворов за счет потери растворителя и охлаждение гидротерм за счет парообразования. В такие моменты создавались наиболее благоприятные условия для привноса в породу К, Si и развития калишпатизации в сочетании с окварцеванием. Возникали такие обстановки в периоды раскрытия трещин, оперяющих крупные разломы. Однако, тектоногидротермальная активизация характеризуется пульсирующим режимом сжатия – раскрытия пустотных пространств.

Во время смыкания трещин, вызванного боковым давлением, в пластовой системе накапливались поступающие из глубин CO<sub>2</sub> и H<sub>2</sub>SO<sub>4</sub>. Это приводило к появлению ультракислых растворов, разрушению неустойчивых минералов терригенного комплекса, кавернообразованию и формированию диккита, в меньшей степени каолинита. Кроме того, при сернокислотном растворении алюмосиликатов терригенного комплекса гидротермы обогащались подвижным кремнеземом. Часть его успевала мигрировать за пределы пластов шеркалинской пачки, но заметная доля осаждалась в виде тонкодисперстного кварца или аморфного кремнезема (опала) в период, когда меняющийся в сторону ощелачивания режим pH соответствовал нейтральной среде. В щелочных условиях (раскрытие трещин, вскипание растворов) уже кварц и опал растворялись, обогащая горячие воды SiO<sub>2</sub>. Но инверсия процесса (смыкание трещин, покисление вод) вновь приводила к осаждению кремнезема в момент существования нейтральной обстановки.

Приведенный в докладе материал дает возможность утверждать следующее:

а) период тектоногидротермальной активизации в пределах Красноленинского свода подразделяется на две стадии: раннюю (прогрессивную), связанную с формированием вторичных коллекторов в пластах ЮК<sub>10-11</sub> и позднюю (регрессивную), обусловливающую их заполнение нефтью;

б) ранняя тектоногидротермальная стадия протекала в условиях высокой тектонической напряженности, резкого пульсирующего режима стресса, высокой агрессивности растворов, что обусловило преобладающее растворение пород. Эти же факторы контролировали стремительную смену кислотности-щелочности, состава и температуры растворов, что приводило к быстрой кристаллизации и возникновению высокодисперсных кварца, адуляра, каолинита, диккита, а также аморфного кремнезема (опала);

в) в раннюю тектоногидротермальную стадию горячие растворы, наряду с CO<sub>2</sub>, были обогащены H<sub>2</sub>SO<sub>4</sub>. Поэтому каолинит – диккит – кварцевые метасоматиты, слагающие коллекторы пластов ЮК<sub>10-</sub> 11, были обязаны своим происхождением сернокислотному выщелачиванию и относятся к формации вторичных кварцитов или сернокислотного выщелачивания;

г) поздняя тектоногидротермальная стадия развивалась в обстановке угасающей тектонической напряженности, слабеющего пульсирующего режима бокового давления, снижения температуры и агрессивности растворов (исчезновение H<sub>2</sub>SO<sub>4</sub>). Это определило нарастающий процесс минералонакопления, осуществляющийся при медленной кристаллизации из разбавленных растворов. Поэтому аутигенные диккит, триклинный каолинит и кварц отличаются идиоморфизмом, очень большими размерами кристаллов и структурным совершенством решеток;

д) диккит в пластах ЮК<sub>10-11</sub> необходимо рассматривать как стресс – минерал, а триклинный каолинит – как антистресс-минерал;

е) поступление УВ в пласты ЮК<sub>10-11</sub> осуществлялось в позднюю тектоногидротермальную стадию, чему способствовал ослабевший стресс, который в таком состоянии выступал в роли природного насоса, эвакуирующего нафтиды из нефтегазоматеринских пород в ловушки;

ж) присутствие крупнокристаллического перекристаллизованного (изверженные породы) и регенерационного (терригенные породы) кварца, а также триклинного структурно совершенного крупночешуйчатого каолинита (в меньшей степени диккита) является главным минералогическим показателем возможной нефтенасыщенности коллекторов фундамента (Шаимский район) и чехла (Красноленинский свод).

Формация пропилитов, генетически взаимосвязанная с вторичными кварцитами, масштабно проявлена в пределах Большехетской впадины, которая находится в непосредственной близости от окружающих ее с трех сторон погребенных континентальных рифтов: на западе и севере – Колтогорско – Уренгойского, а на востоке – Худосейского. Там на Северо-Хальмерпаютинском газоконденсатном месторождении вторичные коллекторы возникли за счет гидротермальной ломонтитизации песчаников и алевро-песчаников валанжинского яруса (К<sub>1</sub>). Продуктивные коллекторы, вскрытые скв. 2051 в инт. 3343.0-3367.0 м, образовались за счет низкотемпературной цеолитовой пропилитизации (200-290°С). Ломонтит-индикаторный минерал цеолитовых пропилитов - своим появлением заметно улучшает проницаемость пород. Выявленная для пород чехла связь вторичных процессов с фильтрационными характеристиками в полной мере справедлива и для базальтов Т<sub>1-2</sub> Колтогорско-Уренгойского грабена. Так, самыми высокими коллекторскими свойствами обладают зоны интенсивной гидротермальной проработки (цеолитизации) рифтовых базальтов, вскрытых Тюменской сверхглубокой скв. СГ-6 в инт. 6822.0-68860 м. Пористость пород в этих частях разреза достигает 19%, а проницаемость -11х10-3мкм<sup>2</sup>. Пустотное пространство коллектора образовано как порами, так кавернами и трещинами. Размер каверн может составлять 22 мм. В этом интервале сосредоточены максимально ломонтитизированные, в меньшей степени эпидотизированные, альбитизированные и хлоритизированные базальты. Низкие коллекторские свойства вулканитов обусловлены заполнением пустот гидротермальным кварцем и карбонатами (Ехлаков и др., 2001; Сиротенко, Горбачев, 2000).

По данным Т.В. Карасевой (Белоконь) с соавторами (1996, 2004) и Ю.А. Ехлакова с коллегами (2001), из метасоматически измененных (ломонтитизированных и эпидотизированных) базальтов скв. СГ-6 в интервале 6622.0-6654.0 м получен приток низкоминерализованной воды с газом (метан до 98%). Пропилитизированные газоводонасыщенные базальты-коллекторы обладают пористостью до 15% и проницаемостью до 7х10<sup>-3</sup> мкм<sup>2</sup>. В качестве флюидоупора в этом случае могут быть хлоритизированные и карбонатизированные базальты, залегающие на глубине 6579.0-6520.0 м (Ехлаков и др., 2001), которые мы относим к трансильванским пропилитам. Второй случай, когда гидротермально измененные рифтовые базальты Т<sub>1-2</sub> выступают в роли коллекторов, описывают Л.В. Сиротен-

ко и В.И. Горбачев (2008) на примере Ен-Яхинской сверхглубокой параметрической скв. СГ-7, пробуренной на севере Западной Сибири. Там в результате испытаний в интервале 7124.0–7163.0 м было получено 48 м<sup>3</sup>/сут. углеводородного газа с водой. Это свидетельствует о возможной локализации газа в пропилитизированных рифтовых базальтах.

Сказанное находится в соответствии с представлениями К.Н. Кравченко, О.В. Ивановой, Ю.К. Бурлина и Б.А. Соколова (2000) о том, что наикрупнейшие газовые скопления приурочены к внутренним срединным частям крупнорифтогенных арктических нафтидных бассейнов. В зонах уникального газонакопления, по их мнению, нижняя часть чехла, в которой сосредоточены основные материнские породы, глубоко погружена и интенсивно апокатагенетически преобразована. В свете предлагаемой нами модели "апокатагенез" К.Н. Кравченко и его коллег (2000) соответствует среднетемпературной пропилитизации (290-380°С). Последняя генерирова-ла огромное количество "нижнего высокотемпературного газа" который, по мнению вышеуказанных авторов, выступал в роли поршня УВ смеси и совместно с газоконденсатом осуществлял субвертикальную сквозьрезервуарную миграцию до наиболее надежных покрышек в верхней части чехла, где формировались промышленные залежи. При этом, в частности, происходило поршнеобразное оттеснение нефти в газоконденсатных растворах за пределы рифта, где господствовали более мягкие термобарические обстановки. Сказанное иллюстрируется приуроченностью газовых месторождений (Ямбургское, Северо-Уренгойское и др.) к центральным надрифтовым частям Колтогорско-Уренгойского грабена, а нефтяных (Самотлор, Федоровское и др.) к участкам заметно удаленным от рифта.

Таким образом, в периоды тектонической перестройки в неодинаковых структурах активизации существовали различные по физико-химическим параметрам гидротермы. Под их влиянием в рифтах с базальтовым комплексом и надрифтовых желобах возникали пропилиты, а в изолированных впадинах с риолитовыми куполами и перекрывающих породах чехла – вторичные кварциты. Эти же изменения определяли специфику пространственного размещения месторождений УВ в Западной Сибири. Так установлено (Коробов, Коробова, 2008), что фазовая зональность нафтидов в осадочных бассейнах с погребенным континентальным рифтом контролируется региональной метасоматической зональностью, возникшей в нефтегазоматеринских породах при тектоногидротермальной активизации: газ (пропилиты среднетемпературные 290–380°С) газоконденсат (пропилиты низкотемпературные 200–290°С) → нефть+газоконденсат (гидротермальные аргиллизиты 170–200°С) → нефть (гидротермальные аргиллизиты 60–170°С).

На основании вышеизложенного можно говорить о существовании в Западной Сибири единой нефтегазогенерирующей и нефтегазоносной системы, объединяющей нетрадиционные коллекторы в породах переходного комплекса (фундамента) и вторичные гидротермальной природы коллекторы чехла. Все это доказывает существование особого рифтогенно-осадочного формационного комплекса платформ, для которого характерно единство эпигенетических преобразований пород фундамента (переходного комплекса) и чехла. Основные преобразования в нем проходили в среднеюрскораннепалеогеновое время. Этот комплекс необходимо рассматривать с новых позиций как нефтегазоперспективный поисковый объект.

## 

# ЗАВИСИМОСТЬ ТИПА И МАСШТАБА МЕДНОКОЛЧЕДАННОГО ОРУДЕНЕНИЯ ОТ ГЛУБИННОСТИ МАГМАТИЧЕСКИХ ИСТОЧНИКОВ ОСТРОВОДУЖНЫХ ВУЛКАНИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ, ВМЕЩАЮЩИХ МЕДНОКОЛЧЕДАННЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

### © 2011 г. В. А. Коротеев, И. В. Семенов

Институт геологии и геохимии УрО РАН, г. Екатеринбург

Ранее нами было показано (доклад "Роль манимйных плюмов в формировании химического состава пород древних и современных энсиматических островных дуг" на IV симпозиуме по вулканологии и палеовулканологии, г. Петропавлоск-Камчатский, 2009), что типичные для базальтов островодуных комплексов распределения редких элементов [(максимально глубокие отрицательные Nb-Ta, Zr-Hf аномалии, пониженные концентрации Ті) и обогащением концентрациями Pb, Ba, U, K, Pb, Sr;] наблюдаются только в базальтах и андезибазальтах именновского вулканического комплекса Тагильског зоны (Средний Урал) и ирендыкского вулканического комплекса Магнитогорской зоны (Южный Урал). Преобладают в вулканитах молодых и древних островодужных комплексов продукты смешения производных сублукционного магматизма с производными мантийно-плюмового магматизма, в меньшей степени – продукты смешения производных смешения субдукционного магматизма с производными спредингового магматизма.

При этом, базальты, андезиты и кислые вулканиты одного вулканического комплекса являются, как правило, продуктами смешения производных одних и тех глубинных магматических источников.

В настоящем докладе мы намерены обсудить зависимость типа и масштаба колчеданного оруденения от типа глубинного источника вмещающих оруденение островодужных вулканических комплексов (на примере Урала).

По геологическим условиям размещения медноколчеданных месторождений Урала в настоящее время существует огромное число публикаций [Бобохов А.С. 1985; Вулканизм и металлогения геосинклиналей, 1986; Знаменский С.Е., Серавкин И.Б, Чадченко А.В., 1990;. Колчеданные месторождения Баймакского рудного района, 1973; Колчеданные месторождения мира, 1979; Коротеев В.А., Кабанов Б.Л., 1978; Коротеев В.А., Дианова Т.В., Кабанова Л.Я. 1979; Коротеев В.А., Масленников В.В., 2009; Е.С. Контарь, Л.Е. Либарова, 1997, Кривцов А.И. 1979;; Масленников В.В., 1991;2006; Масленников В.В., Масленникова С.П., 2007; Материалы по геологии и полезным ископаемым Урала. 1958; Медноколчеданные местрождения мира, 1979; Медноколчеданные месторождения Урала. Геологические условия размещения, 1985. Медноколчеданные месторождения Урала, Условия формирования; 1992. Мелекесцева, 2007; Палеозойский вулканизм и колчеданные месторождения Южного Урала, 1968; Серавкин И.Б., 1986: Тесалина С.Г., Масленников В.В., Сурин Т.Н., 1998 и многие другие.

Но ни в одной из них не обсуждается вопрос о связи типов и размеров медно-колчеданного оруденения с глубинными источниками самих островодужных вулканических комплексов, вмещающих то или иное месторождение.

Известно лишь, что колчеданное оруденение уральского типа приурочено к геоструктурам островодужных систем, заложенных на океанической коре, с преобладающим серно- медно-колчеданным и цинко-медно-колчеданным типами промышленных руд. [Колчеданные месторождения мира, 1979].

При нашем исследовании: 1) размеры медноколчеданных месторождений взяты из следующих публикаций: Контарь Е.С., Либарова Л.Е. Металлогения меди, цинка, свинца на Урале. - Екатеринбург: Уралгеолком, 1997. 233 с. 2. Медноколчеданные месторождения Урала. Геологические условия размсещения / В.А. Прокин, В.М. Нечеухин, П.Ф. Сопко и др. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1985, 268 с. 3. Медноколчеданные месторождения Урала. Условия формирования. /В.А. Прокин, И.Б. Серавкин И.Б., Ф.П. Буслаев и др. Екатеринбург: УрО РАН, 1992. 312 с.; 2) типы колчеданного оруденения в различных вулканинчских комплексах взяты из публикаций: 1. Контарь Е.С., Либарова Л.Е. Металлогения меди, цинка, свинца на Урале. – Екатеринбург: Уралгеолком, 1997. 233 с.; 2. Медноколчеданные месторождения Урала. Геологические условия их размещения / В.А. Прокин, В.М. Нечеухин, П. Ф. Сопко и др. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1985, 268 с.. 3. С.П. Масленникова, В.В. Масленников. Сульфидные трубы палеозойских "черных курильщиков" (на примере Урала). Екатеринбург – Миасс: УрО РАН, 2007. 312 с; 3) группировка медноколчеданных месторождений по возрасту взята, в основном, из монографии: Контарь Е.С., Либарова Л.Е. Металлогения меди, цинка, свинца на Урале. – Екатеринбург: Уралгеолком, 1997. 233 с.


540

па базальтов E-MORB- OIB)

Мы попытались установить (см. рис. 1), существует ли зависимость между размерами, типами и возрастом конкретных медноколчеданных месторождений (с одной стороны) и типами глубинных источников конкретных вулканических комплексов, вмещающих те или иные конкретные месторождения (с другой стороны).

В заключение можно сделать следующие предварительные выводы:

1. Все вулканогенные породы всех островодужных комплексов Урала, вмещающие медно-колчеданное, медно-цинковое и полиметаллическое оруденение в регионе, не являются производными чисто субдукционного магматического источника. Породы вулканогенных комплексов являются продуктами смешения производных субдукционного и спредигового магматизма, продуктами смешения производных субдукционного и мантийно-плюмового магматизиа или продуктами смешения производных субдукционного, мантийно-плюмового и спредингового магматизма. 2. Среди вулканитов, вмещающих медноколчеданные месторождения, существенно в количественном отношении преобладают продукты смешения производных субдукционного и мантиноплюмового магматизма.

3. Наиболее крупные месторождения приурочены как к вулканическим комплексам – продуктам смешения производных субдукционного и спредингового магматизма (Сибайское месторождение), продуктам смешения производных субдукционного и мантийно-плюмового магматизма (Комсомольское О<sub>3</sub>-S<sub>1</sub>, Юбилейное S<sub>2</sub>-D<sub>1</sub>, Учалинское D<sub>1</sub>, Блявинское и Яман-Касы О<sub>3</sub>-S<sub>1</sub>), также продуктам смешения производных субдукционого, спредингового и мантийно-плюмового магматизма (Гайсккое месторождения D<sub>1</sub>).

4. Во всех этих трех случаях в продуктах островодужного магматизма, присутствует мантийноплюмовая составляющая, что нельзя считать случайным.в плане источника рудного вещества. ———— VI. ГАЗО-ГИДРОТЕРМАЛЬНЫЕ ПРОЦЕССЫ И РУДООБРАЗОВАНИЕ ————

# НОВЫЕ ДАННЫЕ ПО РУДОПРОЯВЛЕНИЯМ РУДНОГОРНЕНСКОГО РАЙОНА И ВЕРОЯТНОСТЬ ОТКРЫТИЯ ПРОМЫШЛЕННЫХ ОБЪЕКТОВ "НОВОГОДНЕНСКОГО ТИПА" (ПОЛЯРНЫЙ УРАЛ)

© 2011 г. Т. Н. Кривко\*, К. К. Золоев\*, В. А. Коротеев\*\*

\*ОАО "Уральская геологосъёмочная экспедиция" \*\*Институт геологии и геохимии им. А. Н. Заварицкого УрО РАН

Месторождение Новогоднее-Монто – в настоящее время первый разведанный и единственный промышленный золоторудный объект полярноуральской части Ямало-Ненецкого АО. Условия локализации и закономерности формирования золотых руд позволяют использовать его в качестве эталонного объекта для поисков золота на Полярном Урале. Руды относятся к золото-скарновой субформации золото-сульфиднокварцевой рудной формации и представлены двумя основными структурновещественными типами: золото-сульфидно-магнетитовым, локализованным в скарново-магнетитовых залежах и золото-сульфидно-кварцевым, локализованным в зонах пропилитов и кварц-кальцитсерицитовых метасоматитов.

Месторождение локализовано пределах В Тоупугол-Ханмейшорского рудного района в северном секторе среднепалеозойского Малоуральского краевого вулкано-плутонического пояса (ВПП). Малоуральского ВПП представлена мощной среднепалеозойской толщей (S2-D1) вулканогенноосадочных пород андезито-базальтового состава, вмещающей линзы рифогенных известняков, и прорывающими ее интрузивными образованиями собского (D<sub>1</sub>) габбро-кварцдиорит-тоналитового комплекса. К югу в этой полосе расположен Таньюский рудный район с проявлениями 3-я Рудная горка, Манюкую и вновь выявленным Восточно-Лагортинским, геологическая позиция которого близка с Тоупугол-Ханмейшорским (рис. 1).

Оруденение локализовано в вулканогенноосадочных пачках тоупугольской толщи силура в экзоконтактах монцонитовых массивов конгорского, тоналитов и кварцевых диоритов собского комплексов. Кроме того, в зоне контакта локализованы штокверки с прожилково-вкрапленной пирротинхалькопирит-пиритовой золотосодержащей минерализацией с молибденитом и сфалеритом. Медномолибден-порфировая минерализация локализуется в тоналитах собского комплекса (проявления Мокрый Лог, Осеннее) и в гранитах янаслорского комплекса (проявление Янаслорское, расположенное южнее площади работ).

Поискам рудных объектов на площади района были начаты в 1950–1961 г.г. [Юзков, 1951ф; Литовченко, 1961ф; Прямоносов, 1961ф, Маркин, 1964].

На рудопроявлении 3-я Рудная горка в 1951 г. С.Б. Юзковым проведена предварительная разведка железных руд. Железорудная минерализация сосредоточена в 2-х зонах, удаленных на 200 м друг от друга. Рудные зоны, как и вмещающие породы, имеют С-В простирание, протяженность их 135 и 150 м, мощность 7-30 м. Падение пластообразных залежей пологое (30-40°) юго-восточное, согласное с вмещающими туфами. Руды – массивные магнетиты и магнетитовые скарны. Предварительный подсчет запасов позволил сделать заключение, что железорудное проявление самостоятельного практического значения не имеет. Запасы железных руд (до глубины 50 м) по категориям  $C_2 + P_1 - 252$  тыс. т. Прогнозные ресурсы  $P_2$  (до глубины 155 м) – 1 млн. т.

После поисково-съемочных [Литовченко, 1961ф] и ревизионных работ [Прямоносов, 1961ф] здесь поставлены детальные поиски. Опоискование проводилось на массивные медноколчеданные руды южноуральского типа. Участок признан неперспективным [Овчинников, Монто, 1964ф]. Позже в русловых отложениях р.Манюку-Ю установлены знаки золота [Литовченко, Романенков, 1964ф]. Поиски 60–70-х г.г. ориентировались на колчеданные руды. Данные по определению золота отсутствуют.

Исследованиями Язевой Р.Г., Бочкарева В.В., Кучерины П.М. и др. [1981, 1984, 1991] на площади Таньюского района была подтверждена прожилкововкрапленная сульфидная минерализация как в магнетитовых рудах и магнетитовых скарнах, так и в измененных породах вулканогенно-осадочных комплексов и сопровождающих их кварцевожильных формаций. Прожилково-вкрапленная рудная минерализация по морфологии и минеральным парагенезисам визуально подразделяется на следующие типы: равномерная пылевидная пиритная и халькопирит-пиритная вкрапленность в серицити хлорит-альбит-кварцевых метасоматитах, магнетитовых рудах и скарнах; крупнокристаллическая и фестончато-глобулярная прожилковая пиритная минерализация с халькопиритом, борнитом, ковеллином характерна для цемента эксплозивных брекчий и участков, насыщенных пострудными дайками. Она сопровождается образованием зональных кварц-хлорит-эпидозитовых метасоматитов. Во





Комплексы и образования: 1 – Райизско-войкарский дунит-гарцбургитовый комплекс (D<sub>1</sub>?), 2 – Кэршорский дунит-верлитклинопироксенит-габбровый комплекс (D<sub>1</sub>), 3 – Собский габбро-тоналитовый комплекс (D<sub>1-2</sub>), 4 – Вулканогенно-осадочные образования (устьконгорская свита 0<sub>2-3</sub> войкарская свита 0<sub>3</sub>-S<sub>1</sub>, тоупугольская толща S<sub>1-2</sub>, кевсоимская толща S<sub>2</sub>-D<sub>1</sub>, варчатинская свита D<sub>1-2</sub>), 5 – Мезозойские и кайнозойские образования; войкарская минерагеническая зона: 6 – Малоуральская золото-молибден-медно-скарново-магнетитовая минерагеническая подзона, 7 – Кэршорская золото-палладиймедно-титаномагнетитовая минерагеническая подзона, 8 – Райизско-Войкарская хромитовая минерагеническая подзона, 9 – Верхнехараматолоуско-Нелькаюганский рудный район; 10 – Рудные узлы: I<sub>1</sub><sup>-1</sup> – Тоупугол-Ханмейшорский, I<sub>1</sub><sup>2</sup> – Верхнехараматолоуский, I<sub>1</sub><sup>3</sup> – Таньюско-Кевсоимский; 11 – Рудные поля: 1 – Петропавловско-Новогодненское, 2 – 3-я Рудная Горка, 3 – Манюкуюское; Месторождения и проявления: 12 – золотоскарновые: 1 – месторождение Новогоднее-Монто, 3 – проявление 1-я Рудная Горка, 5 – проявление 3-я Рудная Горка; 13 – золоторудные: 2 – месторождение Петропавловское; 14 – медно-молибденовые: 4 – проявление Элькошорское, 6 – проявление Янаслорское; 15 – медные золото- и палладийсодержащие 7 – проявление Озерное; 16 – Малоуральская площадь.

всех типах минерализованных пород содержания меди не превышают 0.3–0.7%, достигая в единичных случаях 3%. Содержания золота установлены в интервалах 0.2–3.2 г/т.

Геохимический спектр рудопроявлений Таньюского района соответствует спектру уральских меднопорфировых рудопроявлений, а протяженность ряда геохимических зон соответствует близруднонадрудному положению его. На это указывает наблюдаемое на рудопроявлении "Осеннее" широкое развитие карбонатизации, которая соответствует на многих медно-порфировых объектах Урала верхним, надрудным частям метасоматических ореолов [Прямоносов, Степанов, 2007ф].

На площади Таньюского рудного узла предшественниками выделены и оценены прогнозные ресурсы золота по категории P<sub>2</sub> (на глубину 150 м) всего рудного района – 30 т [Золоев, 2002] и двух собственно золоторудных полей – 3-я Рудная горка и Манюкую, прогнозные ресурсы которых составляют соответственно 29 и 16 т [Степанов А.Е. и др., 2007ф.]. Прогнозные ресурсы золота категории P<sub>3</sub> Таньюского потенциального рудного района составляют 150 т [Галиуллин, Ремизов, 2009ф].

ВУЛКАНИЗМ И ГЕОДИНАМИКА, Екатеринбург, ИГГ УрО РАН, 2011

По результатам поисковых работ Ямальской горной компании площадь является перспективной на выявление рудных объектов золото-сульфиднокварцевого, молибден-медно-порфирового типа. Сульфидно-метасоматические зоны прослеживаются в виде узких (1-5 м) линейных зон и штокверков (300 × 500-700 м). Прожилково-вкрапленная сульфидная минерализация представлена следующими типами: равномерная пылевидная пиритная и халькопирит-пиритная вкрапленность в серицит (хлорит) – альбит-кварцевых метасоматитах, магнетитовых рудах и скарнах, прожилковая пиритная минерализация с халькопиритом, борнитом, ковеллином характерна для жильных образований. Для окварцованных и пропилитизированных терригенных пород характерна гнездововкрапленная пирит-магнетитовая минерализация. Гнездово-прожилковая и прожилковая сульфидная минерализация (пирит, халькопирит, пирротин, ковеллин, редко галенит) тяготеет к редким и иногда штокверковым скоплениям прожилков разного состава (кварц-эпидотовые, кварцевые, кварцкарбонатные). Содержания золота меняются от 0.2 до 1.15 г/т, в единичных пробах – до 8.9 г/т.

Южнее контура рудного поля Манюкую, через водораздел в интервале 9 км на ЮЗ оконтурены еще 2 золоторудные зоны – Восточно-Лагортинское проявление. Общая площадь двух рудных зон – 19 км<sup>2</sup>. Золото тяготеет к вулканогенной толще с линзами известняков.

Линейные минерализованные зоны рудопроявления Манюкую, прослеживаемые на Восточно-Лагортинском участке и имеющие тенденцию к погружению в южном направлении, подобны Петропавловскому месторождению и соответствуют золотосульфидно-кварцевой субформации. Как и на Петропавловском месторождении, надрудные уровни фиксируются ореолами свинца, бария, серебра.

На западном фланге Восточно-Лагортинского участка в собском батолите находится известное Янаслорское медно-молибденовое проявление. Здесь установлены зоны грейзенизации с турмалином, флюоритом, сульфидной минерализацией. Рассеянная гнездовая вкрапленность молибденита и халькопирита видна непосредственно в штуфах слабо измененных гранит-порфиров. Штокверковая зона протяженностью около 3.8 км мощностью от 50 до 200 м прослежена до 300 м без признаков выклинивания. Прогнозные ресурсы по категории P<sub>1</sub> в 42 тыс. т Мо и 178 тыс. т Cu [Кучерина и др., 1991ф].

В экзоконтактовой зоне оруденелого штока диоритовых порфиритов среди ороговикованных и актинолитизированных андезибазальтовых туфов залегают небольшие тела (мощностью 1.5–5 м) гранат-магнетитовых и халькопирит-магнетитовых скарнов Магнетитового проявления. Оно обнаружено при съемочных работах 1961–1964 гг.

Несмотря на кажущуюся хорошую изученность района, геологические исследования носили направленный характер – открытие железорудных и медноколчеданных руд. Поэтому, выявленные проявления и пункты минерализации в пределах Восточно-Лагортинского района остаются до настоящего времени малоизученными на предмет благороднометального оруденения. Наличие прямых и косвенных поисковых признаков дают основание прогнозировать промышленно значимые объекты.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Галиуллин И.З., Ремизов Д.Н. Отчет по объекту "ГМК-200 листов Q-41-XVI, XVII, XXI, XXII." С-Петербург, 2009г.
- Золоев К.К., Сурганов А.В. Программа развития и использования минерально-сырьевого потенциала Полярного Урала на период 2001–2010 г.г., Екатеринбург, 2002.
- Кучерина П.М. (отв. исполн.), Попов И.И., Прямоносов А.П. Геологическое строение и полезные ископаемые северо-западной части Войкарского синклинория, площади массива Рай-Из и его обрамления. ПУГРЭ. Пос. Полярный, 1991.
- Литовченко Н.И., Романенко В.А. Результаты геолого-поисковых работ м-ба 1:50 000 Q-41-68-Б, Q- 41-69-А,Б, Q- 41-57-В,Г. Полярный Урал. (Отчет по работам Янас-Лорской ПСП за 1961–64 гг.). Тюмень, 1964.
- Лупанова Н.П., Маркин В.В. Зеленокаменные толщи Собско-Войкарского синклинория (Восточный склон Полярного Урала) М.-Л.; Наука, 1964. 175 с.
- Овчинников В.М., Монто Р.М. Отчет о поисковых работах, проведенных Ворчатинской геологопоисковой партией в 1962–1964 г.г. Лист Q- 41-68.69. Салехард, 1964 г.
- Прямоносов А.П., Степанов А.Е. Опережающие геохимические поиски масштаба 1:200 000 в пределах Малоуральской площади (листы Q-41-XVII, XVIII). Екатеринбург, 2007.
- Ремизов Д.Н. Островодужная система полярного Урала (петрология и эволюция глубинных зон). Екатеринбург, 2004. 221 с.
- Ремизов Д.Н., Шишкин М.А., Григорьев С.И., и др. Государственная геологическая карта м-ба 1:200 000 (Издание второе) листов Q41-XVII. СПб. 2009.
- Язева Р.Г. Комплекс параллельных даек Полярного Урала // Геотектоника. 1979. № 3, с.49–57.

## VI. ГАЗО-ГИДРОТЕРМАЛЬНЫЕ ПРОЦЕССЫ И РУДООБРАЗОВАНИЕ

# ПРИДОННЫЕ ГАЗО-ФЛЮИДНЫЕ ВЫСАЧИВАНИЯ КРАЕВЫХ ЗОН БАЗАЛЬТОВЫХ ИЗЛИЯНИЙ (ВОСТОЧНЫЙ СКЛОН СРЕДНЕГО УРАЛА)

## © 2011 г. Л. В. Леонова\*, Э. А. Королев\*\*

\*Институт геологии и геохимии им. А.Н. Заварицкого УрО РАН, Екатеринбург, lvleonova@yandex.ru \*\*Казанский (Приволжский) федеральный университет, Казань; edik.korolev@ksu.ru

Следы развития и угасания палеозойского подводного вулканизма на восточном склоне Среднего Урала фиксируются по широко распространенным здесь комплексам эффузивных пород. В частности, при разработке дорожно-строительных карьеров около п. п. Лебёдкино и Бичур (Артёмовский р-н) вскрыты толщи базальтов. Здесь в кристобалитхалцедоновых породах, приуроченных к краевой зоне лавового потока, в 2004 г были обнаружены фоссилии кораллов любителем камня В.В. Аксёновым. В Артёмовском районе выходы вулканических образований ранее изучались по реке Ирбит [Волчек, 2008, Анфимов и др., 2009, Коротеев и др., 1979], однако о находках бентосной макробиоты in situ в публикациях не упоминается. В северной части карьера (рис. 1), расположенного в 1 км восточнее п. Бичур, по бортам небольшого ручья обнажены массивные базальты темнозеленого цвета, перекрытые слоями сильно трещиноватых разностей и эффузивами с редкими карбонатными миндалинами. По простиранию и стратиграфически выше по разрезу они сменяются лавами с шаровой отдельностью. В южном направлении наблюдается постепенный переход к миндалекаменным базальтам. Миндалины (1–7 см) выполнены хлоритом темно-зеленого и буро-зеленого цвета, карбонатом, кварц-гематитом, красным и зеленым яшмоподобным субстратом, серо-голубым халцедоном с вкрапленниками железо-марганцевых минералов, агатом (голубого или серо-зеленого цве-



Рис. 1. Схема расположения изучаемых пород, вскрытых в карьере п. Бичур.



**Рис. 2.** Фото шлифа кварц-плагиоклазовой породы из зоны гидротермально измененных базальтов (николи параллельные).

та). Встречаются жеоды с хрусталём, раухтопазом или аметистом. Внутренняя полость нередко заполнена кальцитом или рыхлой массой, содержащей соединения Fe и Mn.

В юго-восточной части карьера базальты несут следы газо-гидротермальных изменений: рассланцевание, хлоритизация, плёночное ожелезнение, а также наличие сульфидных корок. Здесь найдено шаровидное образование (до 15 см) с темно-зеленой зоной закалки (1–3 мм) и центральной частью красного цвета, представленное тонкокристаллической кварц-плагиоклазовой минеральной ассоциацией с отдельными кристаллами плагиоклаза до 0.4 см (рис. 2). Следует отметить, что в пределах этого небольшого участка (3–5 м) породы, возникшие в результате извержений богатых газами пенящихся лавовых потоков, отличаются морфологическим разнообразием. Так, встречаются туфолавы шоколаднокоричневого цвета с неправильными многочисленными полостями, заполненными белым мелкокристаллическим кварцем (рис. 3) или хлориткальцитовым составом, а также светлые или серые – с сохранившимися пустотами от газовых пузырей. По латерали они сменяются кристобалитхалцедоновой породой, в которой захоронены фоссилии бентосной макрофауны часто в прижизненном положении.

Включающие окаменелости силициты представляют собой, по-видимому, продукцию гальмиролиза и гидротермальной проработки базальтов, смешанных с фоновым осадком. В настоящее время они слагают толщу (видимая мощность до 1–2 м) оскольчатых, легко разрушающихся пород с первично-линзовидной текстурой (20–30 см), иногда со скорлуповатой отдельностью. Окраска варьирует от светло-серой до зеленовато-серой, обусловленной наличием двухвалентного железа. В общей массе без гравитационной сортировки встречаются окатанные гальки кварца (до 1–2 см), обломки базальтов, скопления песка, а также зерна гранатов, ставролита и титаномагнетита (?), многочисленны вкрапления хлорита.

Органические остатки приурочены к силицитам, в которых псаммитовый материал практически отсутствует. В песчанистых разностях встречаются только редкие раковины двустворок. По комплексу фоссилий морской фауны (ругозы, двустворки, брахиопода-продуктида) геологический



**Рис. 3.** Туфолавы шоколадно-коричневого цвета с полостями, заполненными белым мелкокристаллическим кварцем. Краевая зона базальтового излияния.



**Рис. 4.** Фоссилии доминирующих групп фауны, захороненные в прижизненном положении. а – колониально-кустистых ругоз и гидроидных полипов в полости от газового пузыря; б – ругоз, захороненных с полостями от газовых пузырей, частично заполненных халцедоном-сердоликом.

возраст пород определен как поздний девон-ранний карбон. Доминируют в сообществе колониальнокустистые ругозы и гидроидные полипы [Леонова и др., 2009], скелетные остатки которых сохранились в прижизненном положении благодаря высокой вязкости субстрата (рис. 4а). Часто встречаются трубки червей и раковины двустворчатых моллюсков, реже – гастропод, единичны находки зубов акул, фоссилии брахиопод и рудистов. Обнаружены остатки проблематичных организмов, таксономическая принадлежность которых не установлена.

Все окаменелости в захоронении имеют превосходную степень сохранности и представляют собой псевдоморфозы замещения кристобалитхалцедоном первоначально карбонатных или хитиновых частей организмов. Нередко скелеты кораллов и гидроидов захоронены с полостями от газовых пузырей (рис. 4б), частично или полностью заполненных халцедоном-сердоликом. Такие особенности, как весьма высокая плотность населения, доминанта кораллов, представленных одним родом и видом, наличие трубок червей, преобладание в сообществе низших фильтраторов, характеризуют население пригидротермальных оазисов. Первым трофическим звеном таких экосистем обычно являются бактериальные сообщества, включающие хемотрофных бактерий, пищей которым служат химические элементы или соединения, а также газовая компонента, поступающие в придонный слой воды с высокоминерализованными растворами гидротермального флюида.

Специфику образующихся при этом минералов определить не сложно, однако газовую компоненту на палеоматериале не всегда удается установить. В частности, если для сероводородно-флюидных придонных высачиваний типа "Черных курильщиков" характерна сульфидная минерализация, то такие газы как метан и водород не синтезируют минераловмаркеров. В данном случае некоторые группы фауны могут служить своеобразными "маяками". Так, среди населения современных сиповых оазисов (холодные высачивания углеводородов), известных в северной части материкового склона Мексиканского залива [Bergquist D.C. et all, 2000], pacпространены трубчатые черви рода Lamellibrachia Webb, 1969 (Класс: <u>Родопорнога = Погонофоры;</u> Отряд: Lamellibrachiida Jones, 1985; Семейство: Lamellibrachiidae Webb, 1969). Они имеют специфичную морфологию хитиновых трубок (рис. 5а), способных фоссилизоваться, если концентрации некоторых веществ в газо-флюидном растворе высачивания будут достаточно высоки.



Рис. 5. Фауна метановых высачиваний.

а – современные трубчатые черви рода Lamellibrachia (Интернет-ресурсы http://www.eol.org/pages/393269), б – ископаемые аналоги ламеллибрахий раннекаменноугольного возраста.

В изучаемом нами захоронении обнаружены фоссилии трубок червей диаметром около 0.4 см без рельефа или с раструбами (рис. 5б). По размерам и морфологическим особенностям они весьма напоминают вместилища ламеллибрахий. Черви этого рода были распространены среди населения ископаемого оазиса, о чем свидетельствует неоднократность находок окаменелостей в ориктоценозе п. Бичур. Таким образом, обнаружение псевдоморфно замещенных кристобалит-халцедоном трубок ламеллибрахиид указывает на присутствие метана и высокое содержание кремнезёма в составе палеогидротермального флюида.

В карьере около п. Лебёдкино также были обнаружены фоссилии бентосной макрофауны в кристобалит-халцедоновой породе. Однако изучение эффузивно-пригидротермально-осадочного комплекса пород здесь менее информативно из-за неоднократной рекультивации и более интенсивного зарастания территории. Следует также отметить, что практически на всех россыпных месторождениях агатов от Тимана до Казахстана вместе с отпрепарированными водой миндалинами встречаются остатки окремнелой бентосной макрофауны, среди которой доминируют фоссилии ругоз. Скорее всего, эти окаменелости представляли собой население подобных сиповых оазисов, располагавшихся в краевых зонах базальтовых придонных излияний.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Волчек Е.Н. Новые данные по петрохимии вулканитов реки Ирбит (восточный склон Среднего Урала) // Ежегодник-2008, Тр. ИГГ УрО РАН, вып. 156. 2009. С. 132–136.
- Анфимов А.Л., Мельникова И.С. Верхнепалеозойские базальты на р. Ирбит (восточный склон Среднего Урала) // Ежегодник-2008, Тр. ИГГ УрО РАН, вып. 156. 2009. С. 97–101.
- Коротеев В.А., Дианова Т.В., Кабанова Л.Я. Среднепалеозойский вулканизм Восточной зоны Урала. М.: Наука. 1979. 130 с.
- 4. Леонова Л.В., ГалеевА.А., Королёв Э.А. Некоторые физические методы изучения проблематичных органических остатков. Литосфера № 4. Екатеринбург. 2009. С. 108–114.
- 5. Bergquist D.C., Williams F.M., Fisher C.R. // Nature. 2000. V. 403. № 6769. P.499–500

## —— VI. ГАЗО-ГИДРОТЕРМАЛЬНЫЕ ПРОЦЕССЫ И РУДООБРАЗОВАНИЕ 🛛 =

# ПРИЗНАКИ ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНОГО ОБРАЗОВАНИЯ МЕДНО-КОЛЧЕДАННЫХ РУД КАРЧИГИНСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ В ВЫСОКО МЕТАМОРФИЗОВАННЫХ ПОРОДАХ КУРЧУМСКОГО БЛОКА (РУДНЫЙ АЛТАЙ)

## © 2011 г. К. В. Лобанов\*, И. В. Гаськов\*\*

\*Компания Orsu Metals Corp., klobanov@yandex.ru \*\*Институт геологии и минералогии СО РАН, г.Новосибирск, gaskov@igm.nsc.ru

Медно-колчеданное Карчигинское месторождение находится в юго-восточной части Курчумского блока глубоко метаморфизованных пород, являющегося составной частью Иртышской зоны смятия (ИЗС), которая разграничивает структуры Рудного Алтая и Калба-Нарымской зоны и относится к крупнейшему в Центральной Азии трансрегиональному тектоническому нарушению (Хорева, 1963, Владимиров и др., 2008).

Курчумский блок расположен в осевой части ИЗС и имеет форму призмы длиной около 100 км и шириной 25 км, вытянутой в северо-западном направлении вдоль зоны смятия, и сложен гнейсами и амфиболитами, которые образуют выдержанные горизонты, мощностью от 1 до 100 м. Гнейсы представлены биотит-плагиоклазовыми, гранат-биотит-кордиерит-плагиоклазовыми и биотит-амфиболовыми разновидностями, реже встречаются пироксен-амфиболовые гнейсы и линзы мраморов. Амфиболиты имеют четкую стратификацию и являются хорошими маркирующими горизонтами, позволяющими выявить внутреннюю структуру гнейсо-амфиболитового комплекса. По степени насыщенности амфиболитами вся толща подразделяется на три пачки (Полянский и др., 2008). Нижняя, мощностью до 2 км, представлена различными гнейсами с отдельными горизонтами амфиболитов, средняя пачка, мощностью около 1800 м, отличается резким преобладанием различных пироксенамфиболовых гнейсов и амфиболитов над слюдистыми гнейсами и верхняя мощностью около 1200 м - почти не содержит амфиболитов и сложена различными переслаивающимися слюдистыми гнейсами. Амфиболиты по своему составу отвечают, в основном, базальтам и по петрохимическим характеристикам относятся к нормальному ряду пород калиево-натриевой и натриевой сериям. Температурные условия метаморфизма вулканогеннотерригенных образований, рассчитанные по гранату и биотиту, оцениваются в 510-660°С (Беспаев и др., 1997).

В металлогеническом отношении Курчум-Кальджирский рудный район, охватывающий Курчумсчкий блок, имеет ярко выраженную медную и золотую специализацию (Беспаев и др., 1997, Щерба и др., 2000). Медно-колчеданные объекты представлены собственно Карчигинским месторождением и многочисленными проявлениями: Спассовское, Южная Антиклиналь, Шандыбулакское, Кок-Кара-Узек, Узун-Булак, Береза, Лотошинское, Когодайская группа проявлений и др. Все они тесно ассоциирует с амфиболитами, размещаясь или непосредственно в них, или же в зонах их контакта с гнейсами. Оруденение этого типа резко отличается от колчеданных месторождений Рудного Алтая. Наиболее отчетливо это проявлено на месторождении Карчига, самого крупного и наиболее изученного на сегодняшний день объекта этого типа.

Карчигинское месторождение, расположенное в юго-восточной части Курчумского блока, залегает среди метаморфизованных пород средней пачки, представленных чередованием амфиболитов (до 60%) с биотит-квари-плагиоклазовыми и биотитплагиоклаз-кордиеритовыми гнейсами. В пределах этой пачки установлено 4 стратиграфических уровня развитя колчеданоного оруденения.. В двух нижних уровнях развита в основном серно-колчеданная минерализация рудопроявлений Южная Антиклиналь и Спассовское и минералы меди присутствуют в незначительных количествах. Более верхние уровни характеризуются развитием промышленного оруденения соответственно Центральной и Северо-Восточной залежей Карчигинского месторождения. Вся рудовмещающая средняя пачка хорошо выделяется в геохимических полях, образуя аномальная медную полосу, согласную с простиранием вмещающих пород.

Основные промышленные запасы. месторождения Карчига сосредоточены в двух пространственно обособленных рудных залежах – Центральной и Северо-Восточной, разделенных в разрезе пачкой метаморфизованных терригенно-осадочных пород мощностью более 100 м.

Центральная залежь приурочена к контактовой части гнейсов с нижележащим горизонтом амфиболитов, размещаясь как в пределах амфиболитовой, так в и гнейсовой частях разреза. Она прослежена по простиранию на 2.5 км и по падению – до 260 м при мощности от первых метров до 18 метров (средняя 6 м). В пределах этой залежи выделено более 10 рудных тел протяженностью от десятков до 1300 метров и мощностью – от первых метров до 10 метров. Форма рудных тел пласто- и лентообразная. Друг от друга рудные тела отделяются пачками безрудных пород. Все рудные тела залегают согласно с вмещающими породами и несут такие же следы складчатых деформаций, как и вмещающие их стратифицированные образования. Более богатые промышленные руды развиты в ее северо-западной части на протяжении 1.4 км, в юго-восточном направлении мощность залежи сокращается до 2 м и постепенно погружается по простиранию. Медноколчеданные руды представлены вкрапленными, прожилково-вкрапленными и массивными разновидностями. Последние составляют около 13% от общего объема рудной массы Центральной залежи, но содержат около 40% запасов меди, что объясняется значительно более высоким ее средним содержанием Си в массивной руде – 6.7%, по сравнению с вкрапленными рудами – 1.57%. Массивные руды слагают лентовидное тело средней мощностью около 1.1 м, которое находится в ореоле вкрапленных и прожилково-вкрапленных руд.

Северо-Восточная залежь образует самый верхний стратиграфический уровень и характеризуется как схожими чертами с Центральной залежью, так и рядом существенных отличий. В отличие от Центральной залежи она размещается главным образом среди гнейсов, в лежачем боку мощного (до 65 м) горизонта амфиболитов. Она прослежена на 2.2 км, при этом промышленное оруденение выявлено только в ее северо-западной половине на отрезке длинной 1.2 км. На юго-восток рудная залежь погружается, падение пород и руд становится более крутым (до 60-65°), мощность и ширина рудной зоны существенно уменьшается. В пределах Северо-Восточной залежи оконтурено два рудных тела, но 95% от всех подсчитанных запасов руды находятся только в одном из них. По простиранию это рудное тело прослежено на 1100 м, в юго-восточной части его ширина в плоскости падения составляет в среднем 50 м, но к северо-западу она значительно увеличивается и достигает 250–300 м. Форма рудных тел пласто- и лентообразная, средняя мощность около 5.5м. Руды также представлены вкрапленными, прожилково-вкрапленными и массивными разновидностями. Однако доля массивных руд здесь существенно выше – 26% и в них сосредоточено около 60% запасов меди этой залежи.

По минеральному составу на месторождении Карчига выделяется три основных типа руд: пиритовые, пирит-халькопиритовые и пирит-халькопиритпирротиновые. Кроме того, в Северо-Восточной залежи отмечается незначительное количество сфалерит-халькопиритовых руд. Массивные пиритхалькопирит-пирротиновые (Центральная залежь) и пирит-халькопиритовые (Северо-Восточная залежь) руды слагают линзовидные и пластообразных тела в центральной части рудных залежей, а вкрапленные и прожилково-вкрапленные разновидности обрамляют их в виде ореолов. Причем в нижних подстилающих частях они имеют преимущественно пиритовый состав.

Основную массу руд Карчигинского месторождения слагают пирит, халькопирит, в меньшей мере – пирротин. В подчиненных количествах встречаются магнетит и сфалерит. Из нерудных минералов в наибольших количествах присутствуют кварц, хлорит, биотит, антофиллит и актинолит. Пирит представлен как минимум тремя генерациями, которые возникли в процессе гидротермальноосадочного формирования руд (колломорфный пирит I) и позднейшей их перекристаллизации при метаморфизме (пирит II и пирит III), в ходе которой колломорфные руды замещаются пирит II – халькопиритовым агрегатом и более поздним пиритом III. Халькопирит является главным ценным минералом сульфидных руд месторождения Карчига. Его количество в руде варьирует от следов до 70%. Халькопирит всегда ксеноморфен по отношению к пириту, размещаясь в интерстициях пиритовых зерен, проникая в них по трещинам или в виде вростков и прожилков в основной массе.

Пирротин распространен главным образом в пределах сплошных сульфидных руд Центральной залежи. Его количество в этих рудах колеблется от 5 до 50%. Сфалерит присутствует во всех разновидностях руд в виде зерен размером от 15 мкм до 270 мкм, являясь постоянным спутником халькопирита. В отличие от Центральной залежи, в которой сфалерит наблюдается в незначительных количествах, в СВ залежи он образует зерна и гнезда размером до 1.5 мм.

По химическому составу руды месторождения Карчига цинковисто-медные при значительном преобладании Cu над Zn, средние содержания которых (при бортовом по меди 0.5%) составляют, соответственно, 2% и 0.4%. Среднее содержание меди в массивных рудах - 6.1%, во вкрапленных -1.2%. Для руд характерны повышенные концентрации Со (до 0.16%), Cd (до 0.01%) и невысокие содержания Au (0.3 г/т) и Ag (7.2 г/т). Золото в рудах Карчигинского месторождения имеет неравномерное распредление и его величины колеблятся от следов до 2.2 г/т и в среднем составляют: по Центральной залежи – 0.16 г/т, по Северо-Восточной – 0.37 г/т. Основная часть золота находится в тонкодисперсном виде в сульфидах. Также в ходе исследований крупнообъемных технологических проб выявленны частицы самородного золота дендритовидной, игольчатой и пластинчатой формы, размером до 0.1 мм. Содержание Ад в Центральной и Северо-Восточной залежах составляет соответственно 8.4 г/т и 5.1 г/т.

Как видно из приведенной характеристики, Карчигинское месторождение по составу вмещающих

пород, магматических образований и руд отличается от типичных колчеданных месторождений Рудного Алтая, сформировавшихся в островодужных условиях и относимых многими исследователями к единой колчеданно-полиметаллической формации, сходной с типом куроко (Горжевский и др., 1979, Щерба и др., 2000, Еремин и др., 1999). Месторождение Карчига разными исследователями относилось к разным формационным группам: к меднопирротиновой (Вейц, 1959); к медно-колчеданной (Беспаев и др., 1997). Существенно медно-колчеданный состав руд, вулканогенно-осадочный характер рудоносной формации, пространственная и генетическая связь оруденения с недифференцированными базальтоидными образованиями дают основание отнести это месторождение к типу "бесси" (Besshi-Type) (Fox, 1984, Cornell et al., 1996, Еремин и др., 1999, Дергачев, 2010). Для подобного типа объектов типичными геодинамическим обстановками формирования являются рифтогенные задуговые прогибы. Таким образом, можно предположить, что Карчигинское медно-колчеданное месторождение и другие подобные объекты Курчумского блока сформировались в обстановке рифтогенного задугового прогиба, которая отличалась от существовавшей на большей части территории Рудного Алтая (островодужной).

Полученные новые данные Карчигинскому месторождению позволяют уверенно выделить в его образовании два основных этапа: 1-вулканогенноосадочный (синвулканический), с которым связано первичное накопление рудного вещества, происходившее сингенетично с формированием вмещающих пород и 2-метаморфический, обусловивший перекристаллизацию первичных руд и их частичную регенерацию.

Основными признаками проявления вулканогенно-осадочного (синвулканического) этапа являются.

1. Оруденение Карчигинского рудного поля образует 4 стратифицированных рудоносных горизонта зонального строения. Нижние два горизонта сложены серно-колчеданной минерализацией (Спассовское, Южная Антиклиналь), выше развиты медно-колчеданные руды (Центральная залежь) и на верхнем горизонте преобладают цинковомедные руды (Северо-Восточная залежь).

2. Стратифицированные рудные залежи состоят из серии пластообразных и лентовидных рудных тел мощностью – от первых метров до 18 метров, прослеженных по простиранию на 2.5 км и по падению до 260 м

3. Медно-колчеданное оруденение тесно ассоциирует с вулканогенными породами основного состава (амфиболитами), размещаясь или непосредственно в них, или в гнейсах на контакте с амфиболитами.

4. Оруденение имеет тесную пространственную связь с высокомагнезиальными породами хлорит-антофилитового состава, которые могут рассматриваться как первичные зоны околорудного изменения.

5. Оруденение имеет простой минеральный состав руд – пирит, халькопирит, пирротин, сфалерит, магнетит, отвечающий медно-колчеданной рудной формации сформировавшейся в связи с базитовым вулканизмом.

6. В рудах сохранились следы первичных слоистых текстур и реликты низкотемпературного коломорфного и глобулярного пирита, образовавшегося вулканогенно-осадочным путем.

7. Существенно медный состав руд с незначительной примесью Au, Ag и Co – характерные геохимические признаки вулканогенной медноколчеданной формации.

Признаками метаморфогенного преобразования Карчигинского месторождения являются.

1. Месторождение приурочено к блоку высоко метаморфизованных пород, являющегося составной частью Иртышской Зоны Смятия.

2. Оруденение образует согласные рудные залежи с вмещающими породами, метаморфизованными в эпидот-амфиболитовой фации.

3. Рудные тела совместно с вмещающими породами участвуют в складчатости и образуют различные пликативные структуры с рудными раздувами в замковой их части.

4. В рудах широко развиты следы метаморфогенного преобразования текстурного облике пород и руд – установлены гнейсовые, плойчатые текстуры, явления будинажа, наблюдаются брекчиевые текстуры, а так же текстуры типа "durchbewegung" или "шариковые руды".

5. Повсеместно отмечается перекристаллизация руд и преобразование первичных минеральных структур, на что указывает развитие поздних метаморфогенных генераций пирита по первичным его коломорфным образованиям, замещение пирита пирротином и обрастание его нерудными метаморфическими минералами.

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Беспаев Х.А., Полянский Н.В., Ганженко Г.Д. и др. Геология и металлогения Юго-Западного Алтая: (в пределах территории Казахстана и Китая). – Алматы: Гылым, 1997. 288с.
- Вейц Б.И. Минералогия Рудного Алтая. Т.3. Геолого-минералогическая характеристика полиметаллических месторождений Рудного Алтая. Алма-Ата: Наука, 1959. 488с.
- Владимиров А.Г., Крук Н.Н., Хромых С.В., Полянчкий О.П., Червов В.В., Владимиров В.Г., Травин А.В., Бабин Г.А., Куйбида М.Л., Хомяков В.Д. Пермский магматизм и деформации литосферы Алтая как следствие термических процессов в земной коре и мантии // Геология и геофизика. 2008, Т. 49, № 7. С. 621–636.

ВУЛКАНИЗМ И ГЕОДИНАМИКА, Екатеринбург, ИГГ УрО РАН, 2011

- Горжевский Д.И., Яковлев Г.Ф. Систематика колчеданных месторождений // Колчеданные месторождения мира. М.: Недра. 1979. С. 7–15.
- 5. Дергачев А.Л. Эволюция вулканогенного колчеданообразования в истории земли. Автореферат дисс....док. геол.-мин. наук. М., МГУ, 2010. 60с.
- 6. Еремин Н.И., Дергачев А.Л., Сергеева Е.Н., Позднякова Н.П. Типы колчеданных месторождений вулканических ассоциации. Вестник ОГГГГГН РАН, № 4. Москва. 1999. С. 49–59
- 7. Полянский Н.В., Стучевский Н.И., Сапаргалиев Е.М. и др. Рудноалтайская полиметаллическая провинция // Рудные провинции Центральной Азии. Алматы, 2008. С. 132–168.
- Хорева Б.Я. Геологическое строение, интрузивный магматизм и метаморфизм Иртышской зоны смятия. М, Госгеолтехиздат. 1963. 205 с.
- Щерба Г.Н., Беспаев Х.А., Дьячков Б.А. и др. Большой Алтай: (геология и металлогения). Кн. 2 Металлогения. Алматы, РИО ВАК РК, 2000г. 400с.
- Cornell D., Thomas R., Bowring S. et al. Protolith interpretation in metamorphic terranes: a back-arc environment with Besshi-type base metal potential for the Quha Formation, Natal Province, South Africa // Precambrian Research, Vol. 77, Issues 3–4, April 1996. P. 243–271.
- 11. Fox J.S. Besshi-type volcanogenic sulfide deposits a review // CIMM Bull. V. 77, 1984, #864, P. 57–68.

## ——— VI. ГАЗО-ГИДРОТЕРМАЛЬНЫЕ ПРОЦЕССЫ И РУДООБРАЗОВАНИЕ ———

# ПАРАГЕНЕЗИСЫ НЕПРОЗРАЧНЫХ МИНЕРАЛОВ В ИНТРУЗИВНЫХ ТРАППАХ ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ КАК ИНДИКАТОРЫ ДИНАМИКИ КРИСТАЛЛИЗАЦИИ И ГАЗО-ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ ПРОЦЕССОВ

#### © 2011 г. М. П. Мазуров, Ю. Р. Васильев, А. Т. Титов, А. В. Шихова

Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, г. Новосибирск, mik@igm.nsc.ru

В Приенисейской части Сибирской платформы при поисково-разведочных работах на углеводородное сырье было установлено большое разнообразие интрузивных траппов. Они образуют в слоистом платформенном чехле сложный каркас силлов переменной мощности (от первых метров до первых сотен метров), которые сопровождаются апофизами, радиальными, кольцевыми дайками и ступенчатыми телами. В обнаженных участках встречаются валуны и мелкие остроугольные обломки руд норильского типа [Бронников и др., 2000], а по керну скважин отмечен широкий набор позднемагматической и гидротермальной минерализации, местами достигающей промышленных значений. Это позволяет отнести район к перспективным в отношении поиска руд цветных, черных и благородных металлов и обусловливает необходимость проведения дополнительных исследований [Васильев и др., 2008].

Информацию об особенностях внедрения и затвердевания магматических тел обычно получают в результате текстурно-структурного анализа пород, микроструктур и состава главных породообразующих минералов. При этом большая группа непрозрачных в шлифах минералов объединяется под общим названием "рудные минералы", а их индикаторная роль большинством петрологов практически не используется. Вместе с тем, совместное изучение препаратов в отраженном и проходящем свете и особенно на сканирующем электронном микроскопе дает возможность получать сведения о динамике кристаллизации и последовательности появления минеральных парагенетических ассоциаций. Вместе с оценкой локальных составов минералов с помощью энергодисперсионных приставок это дает возможность более полно выявить петрогенезис и металлогению изучаемых объектов.

Главными непрозрачными минералами в породах траппового комплекса являются оксиды и сульфиды. Они кристаллизуются в широком температурном интервале в виде сложных твердых растворов и простых соединений, закономерно изменяя форму, состав и микроструктуру в разные стадии. Хромшпинелиды встречаются ограниченно, только в пикритах и обогащенных оливином породах, поэтому в данном сообщении они подробно не рассматриваются. Поскольку в основных промышленных типах платино-медно-никелевых и железных руд, связанных с трапповой формацией, оксиды железа, титана и сульфиды встречаются совместно, то важно проследить их взаимоотношения при остывании толеит-базальтовых магм – главных источников энергии и рудного вещества во флюидных рудно-магматических системах траппов [Модельный анализ.., 2009]. На примере силлов разного размера и мощности удалось проследить изменение формы зерен и агрегатов, которые определяется скоростями возникновения зародышей и роста кристаллов. Так, в гиалопилитовых эндоконтактовых долеритах развита равномерная тонкая вкрапленность изометричных зерен ульвита или ульвитильменитовых срастаний. Сульфиды здесь в виде округлых частиц соприкасаются с оксидами, либо в форме самостоятельных глобулей рассеяны в силикатной массе. В некотором удалении от контакта наблюдается зона скелетной кристаллизации, где преобладают ромбоэдрические дендриты ильменита и кубооктаэдрические агрегаты титаномагнетита. Еще дальше от контакта они сменяются каркасными и футлярными смешанными кристаллами, сочетаниями ортогональных и неправильных крестообразных реберных пучков. В участках полнокристаллической равномернозернистой структуры размер вкрапленников оксидов и сульфидов увеличивается, их облик приближается к изометричному. Участки пород, обогащенные оксидами и сульфидами, приобретают сидеронитовое строение.

Все минералы в рудной ассоциации магматической стадии неоднородные, представляют собой смешанные кристаллы – продукты многостадийного распада оксидных (система Fe-Ti-O) и сульфидных (система Ni-Cu-Fe-S) твердых растворов. О близости их субсольвусной истории свидетельствуют микроструктура и строение границ. Внутренняя часть зерен ульвошпинели имеет тонкое "тканевое" строение, а периферия содержит межзерновые частицы экссолюционного ильменита. В моносульфидных твердых растворах пирротин насыщен пламевидными и звездчатыми выделениями пентландита, а на контактах с ульвошпинелью он окружен его пластинчатыми интерстициальными частицами. Промежуточный твердый раствор

сложен халькопиритом с характерной решеткой кубанита. Местами в зернах халькопирита хорошо видны двойники превращения высокотемпературной кубической модификации в тетрагональную. Структурные взаимоотношения рудных и породообразующих минералов свидетельствуют о первичной насыщенности расплава серой и возможности сегрегации сульфидной и оксидно-сульфидной жидкостей, обособления их из ранее кристаллизующейся родоначальной магмы.

Прослеживается связь между составом рудных парагенезисов и составом долеритов. Во всех породах количество вкрапленников оксидов больше, чем сульфидов. Но в меланократовых дифференциатах интрузий, в пикритах и оливиновых долеритах, встречаются также округлые и овальноуплощенные гнезда и микролинзы до 1.5 см в поперечнике, где преобладают сульфиды. В таких участках зерна ульвошпинели, пирротина, халькопирита, пентландита, частично замещенного виоларитом, размещаются в полнокристаллической оливин - авгит - плагиоклазовой массе. Характерно, что идиоморфные зерна оливина находятся как среди рудных минералов, так и в ойкокристах авгита, т. е. оливин кристаллизовался первым и включался как в сульфидную, так и в силикатную фракции. Хлорапатит также находится среди силикатов и сульфидной массы, включает мельчайшие "капли" моносульфидного твердого раствора. Тесные срастания хлорапатита с сульфидами свидетельствуют об обогащенности рудной фракции хлором, фосфором и серой - элементами, способствовавшими ликвации первичного расплава.

В общем случае затвердевание первичных магм начинается с перераспределения элементов между силикатной и оксидно-сульфидной фракциями, в разной степени насыщенными газовой фазой. Дальнейшее переуравновешивание составов происходит при разделении внутри оксидно-сульфидной жидкости и последующих твердофазных реакциях распада многочисленных твердых растворов. Примесные элементы, вошедшие вначале в тот или иной твердый раствор (оксидный, моносульфидный, промежуточный, хизлевудитовый, борнитовый, кубанитовый, галенитовый и другие), начинают переуравновешиваться, выделяться на межзерновых, межблочных границах или внутри зерен механизмами гомогенного и гетерогенного зарождения. Наиболее сложный ступенчатый распад характерен для оксидных твердых растворов, который контролируется не только первичным составом кубической и ромбоэдрической фаз, но и изменением окислительно-восстановительного потенциала в связи с понижением температуры. В нормальных толеитовых магмах происходит перераспределение титана между сосуществующими магнетитом и ильменитом. В щелочных базальтах, где в оксидах содержится больше примеси алюминия, магния, марганца и выше концентрация кислорода, наблюдаются гематит-ильменитовые и ильменит- магнетитовые (титаномагнетитовые) срастания. В последних вторая генерация экссолюционных частиц включает герцинит, частицы которого по механизму гетерогенного зарождения выделяются на ламелях ильменита. В ильмените позднее появляется рутил.

По экспериментальным данным разделение Ni, Cu, Co, Fe, Zn между сульфидными и силикатными расплавами в системе FeS – FeO –SiO<sub>2</sub> происходит при 1150°C, причем количество никеля и меди в сульфидном расплаве на насколько порядков выше, чем остальных металлов. Моносульфидный твердый раствор устойчив в интервале 980-840°С, а промежуточный – 900-820°С, что объясняет их пространственную разобщенность в разных по составу силикатных породах, а также распространение так называемых "медистых" вкрапленных руд в лейкократовых долеритах. Магматогенные рудные минералы преобразуются в контактах с посткумулусными минералами – амфиболами, биотитами, хлоритами, а наиболее сильно видоизменяются в участках гидротермально-метасоматических процессов. Оксидные твердые растворы замещаются агрегатными титанит – рутил – гематитовыми псевдоморфозами, пирротин замещается марказитом и пиритом вместе с однородным магнетитом (известная реакция дисульфидизации). В участках скарнирования и пропилитизации возникают магнетит, халькопирит, сфалерит, галенит, блеклые руды с сопутствующей серебряной, кобальто-арсенидной и другой минерализацией

Толеит-базальтовые магмы сибирских траппов пронизывают карбонатно-соленосные, эвапоритовые и терригенные отложения платформенного чехла, которые насыщены агрессивными рассолами, растворами, нефтегазоносными водами и рассеянными твердыми и жидкими органическими соединениями. Ассимиляция карбонатных и соленосных пачек обусловливает формирование скарнов и железных руд магматической и послемагматической стадий [Мазуров и др., 2007]. Ассимиляция содержащих серу отложений повышает ее содержание в расплаве и последующую сегрегацию сульфидов. Особо отличаются процессы ассимиляции силикатными магмами рассеянного органического вещества вмещающих пород и взаимодействие затвердевающих расплавов с углеводородными газами. В долеритах, вскрытых скважинами нефтепоискового бурения, обнаружены твердые и жидкие углеводородные скопления, следы взаимодействия восстановленных газов с долеритами. Они представлены вюстит - троилитовыми гнездами и прожилками с самородным железом и графитом (рис. 1). В крупном масштабе такие процессы привели к формированию месторождений самородного железа с медью и платиноидами. Наиболее достоверны-



Рис. 1. Строение гнезда самородного железа (2) с троилитом (1), вюститом (3) и графитом (4) в контаминированном долерите.

Отраженный свет. Ширина изображения 0.5 мм.



Рис. 2. Строение контакта ильменита с самородным железом.

Пояснения в тексте. 1.4 – ильменит, 2.5 – самородное железо, 3.8 – фаялит, 6 – плагиоклаз, 7 – апатит. Изображении получено в режиме обратных электронов на сканирующем электронном микроскопеLEO1430VP, с энергодисперсионной приставкойOXFORD в Аналитическом центре ИГМ СО РАН (оператор А.Т. Титов).

ми доказательствами появления самородного железа в результате воздействия газов на закристаллизованные долериты могут служить особенности строения контактов гнезд железа с ильменитом и первичными сульфидами долерита, фрагмент которого показан на рис. 2. Округлые и уплощенные гнезда самородного железа внутри содержат включения графита, выделения когенита, одиночные зерна шрейберзита, цепочки самородной меди, а на контакте – более крупные агрегаты графита и когени-

ВУЛКАНИЗМ И ГЕОДИНАМИКА, Екатеринбург, ИГГ УрО РАН, 2011

та. Как видно на рисунке 2 контакт железа с ильменитом имеет сложное зональное строение. Ильменит "срезается" агрегатом железа, разбит на отдельные субзерна, которые подплавлены, окаймлены смесью вюстита и ульвита, а промежутки их выполнены фаялитом. В переходной зоне от подплавленного ильменита к более крупному скоплению самородного железа распространены неправильной формы зерна самородного железа в срастаниях с графит-вюститовыми и железо-графитовыми симплектитами. Первичные моносульфидные и промежуточные сульфидные твердые растворы замещаются самородными железом и медью, аваруитом, вюститом и троилитом.

В рассматриваемых интрузивных и эффузивных фациях пород траппового комплекса непрозрачные рудные минералы по видовому составу вполне сопоставимы с таковыми рудных месторождений и являются хорошими индикаторами процессов кристаллизации первичных и контаминированных магм. В них можно проследить все процессы дифференциации и перераспределения элементов в многостадийной раннемагматической и послемагматической истории становления магматических тел, эволюции автометасоматических процессов и наложенных преобразований в связи с потоками глубинных и смешанных флюидов. На примере интрузивов с "фоновыми" концентрациями рудных элементов можно более достоверно установить влияние эндогенных и экзогенных факторов на формирование промышленных руд и динамику флюидных рудообразующих систем.

Работа выполнена при частичной поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проект № 09–05–00602).

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Бронников А.П., Васильев Ю.Р., Золотухин В.В, Мазуров М.П., Цимбалист В.Г. О первой находке массивных сульфидных Си-Ni-Pt руд норильского типа в приустьевой части р. П. Тунгуска // Докл. РАН. 2000. Т. 345. № 3. С. 385–388.
- Васильев Ю.Р., Прусская С.Н., Мазуров М.П. и др. Онекский интрузивный комплекс – новый структурный тип крупнообъемных проявлений интрузивного траппового магматизма на Сибирской платформе // Геология и геофизика. 2008. Т. 49. № 5. С. 395–409.
  Мазуров М.П., Гришина С.Н., Истомин В.Е., Ти-
- Мазуров М.П., Гришина С.Н., Истомин В.Е., Титов А.Т. Метасоматизм и рудообразование в контактах долеритов с соленосными отложениями чехла юга Сибирской платформы // Геология рудн. месторождений. 2007. Т. 49. № 4. С. 306–320.
- Модельный анализ развития континентальных мантийно-коровых рудообразующих систем / Ред. Г.В. Поляков. Новосибирск: Издательство СО РАН. 2009. 409 с.

## 

## РУДОНОСНОСТЬ ВУЛКАНИЗМА ОСТРОВНЫХ ДУГ

## © 2011 г. А. А. Маракушев, Н. А. Панеях

Институт Экспериментальной минералогии РАН, г. Черноголовка Московской обл., belova@iem.ac.ru

Вулканизм в геодинамическом аспекте подразделяется на орогенный, в развитии которого доминируют андезиты, и депрессионный, которому свойственна базальт-риолитовая (или дацитовая) ассоциация. Андезитовый вулканизм сопряжен с формированием сиалической земной коры, например, в Андах, а базальт-риолитовый магматизм с ее разрушением, например, в задуговых бассейнах и окраинных морях. Островные дуги являются структурами сочетания этих двух типов вулканизма, продвинутостью того или иного из них определяется мощность их сиалической коры и многие геохимико-петрологические особенности. На Курильской островной дуге они исследовались в сравнительном плане в работе [Сывороткин, 1996], в которой подчеркивалось их различие по глубине развития магматических очагов с разделением на коровые (К) и мантийные (М). Было выяснено, что одинаковые по кремнекислотности породы М-вулканов (Тятя, Мильна, Эбеко) существенно богаче коровых пород К-вулканов (Менделеева, Заварицкого, Чикурски) калием, стронцием, торием и ураном, характеризуясь более низким отношением изотопов стронция<sup>87</sup>Sr/86Sr. Эти характеристики определяют сходство М-вулканизма с вулканизмом задуговых бассейнов. В развитии островных дуг М-магматизм накладывается на андезитовый К-вулканизм приводит к сокращению их мощности. Такое разделение вулканов островных дуг в некоторой мере коррелируется с разделением по щелочности интрузивных пород (табл. 1). Породы нормальной щелочности формируются в орогенных структурах воздымания земной коры, а щелочной уклон развивается в магматизме депрессий.

В островных дугах воздымания земной коры фиксируются андезитами, а к депрессионным структурам приурочена контрастная ассоциация базальтов повышенной щелочности (с калиевым ферробазальтовым уклоном) и риолитов, непосредственно связанных с образованием ультражелезистых дифференциатов. На их основе развивается полиметаллическое рудообразование. В Японской островной дуге оно представлено гигантскими месторождениями Куроко, приуроченными к структуре Зеленых туфов, в развитии которой закономерно сочетаются вулканические породы, связанные с воздыманием и погружением земной коры.

Зеленые туфы являются андезитовыми. Их формирование происходило в наземных условиях в основном в олигоцене. С погружением этой структуры в начале миоцена андезитовый магматизм сменяется базальт-риолитовым (депрессионным), к завершению которого (в начале среднего миоцена) и приурочены гигантские месторождения Куроко, приуроченые по-существу к одному горизонту, занимающему узкий диапазон геологического времени. Месторождения представлены гигантскими пластами сульфидных руд, которые согласно пе-

Таблица 1. Разделение горных пород на породы нормальной (1) и повышенной (2) щелочности по средним составая
редких земель, тория и урана [Семенов, 2001]

Мотоляти	Гипербазиты		Базиты		Граниты		Нефелиновые сиениты		Карбонатиты	
металлы	1	2	1	2	1	2	1	2	1	2
La	6.7	380	3.5	59	63	485	118	725	7.9	590
Ce	12.7	750	10.3	105	120	917	204	1280	7.6	550
Pr	1.1	77	1.9	12	14	111	22	185	12	36
Nd	4.0	290	9.9	43	54	378	68	680	2	165
Sm	0.7	30	3.5	7.1	9.2	73	10	165	7	16
Eu	0.3	8	1.3	2.0	1.2	7.5	3.1	27	1.8	2.7
Gd	0.9	16	5.1	6.9	8.4	54	9	145	0.5	20
Tb	0.2	0.94	0.9	1.1	1.2		0.9	27	1.9	
Dy	1.1	3.9	5.2	4.5	7.2	42	5.7	140	0.9	12
Ho	0.2	0.3	1.2	1.0	1.7		1.3	35	1.2	
Er	0.5	0.63	3.5	2.8	5.0	33	3.1	90	0.7	4.4
Tm	0.07	0.1	0.5	0.4	0.8	-	0.9		0.1	
Yb	0.5	1.2	3.2	2.0	5.0	24	3.5	80	0.6	1.8
Lu	0.06	0.3	0.5	0.3	0.9	0.11	0.9	0.9	0.1	
Th	0.07	91	0.22	2.7	1.7	76	4.8	38	1.8	90
U	0.02	15	0.10	1.6	3.4	34	1.2	62	2.9	10



**Рис. 1.** Схема эволюции магматизма и рудообразования структурного пояса Зеленых туфов, вмещающего месторождения Куроко, на северо-западе Японии (провинция Аката), по данным [Geology of Kuroko Deposits, 1974, с. 238].

Видна приуроченность месторождений к завершению базальт-риолитового этапа развития структурного пояса, в среднем миоцене в режиме погружения земной коры.

рекрываются осадочными породами. Пластовые залежи расслоены (нередко ритмично) на верхние на богатые свинцово-цинковые руды (Куроко) и подстилающие их бедные железо-медные руды. Жильные и штокверковые руды располагаются в породах, подстилающих пластовые руды. По возрасту с рудами совмещаются интрузии габбро (черная линза на рисунке), за которыми следуют золотоносные граниты (линза, показанная крапом). Прекращение полиметаллического рудообразования структуры фиксируется усилением андезитового вулканизма в развитии структуры.

Наиболее продуктивен в развитии островных дуг контрастный базальт-риолитовый магматизм,

накладывающийся на их сиалическое основание. С переходом на океанический тип коры полиметаллическое рудообразование сменяется менее продуктивным колчеданным.

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- 1. Семенов Е.И. Оруденение и минерализация редких земель, тория и урана (лантанидов и актинидов). М.: ГЕОС, 2001. 307 с.
- Сывороткин В.Л. Коровые вулканы Курило-Камчатской дуги // М. АОЗТ "Геоинформмарк". 1996. 52 с.
- 3. Geology of Kuroko. Tokio. 1974. 573 p.

558

### 

## РЕЖИМЫ ВУЛКАНИЗМА И КОЛЧЕДАНООБРАЗОВАНИЕ

## © 2011 г. В. В. Масленников

Институт минералогии УрО РАН, Южно-Уральский гос. университет mas@mineralogy.ru

Режим вулканизма – интенсивность чередования активных периодов и перерывов в вулканической деятельности. Перерывы в вулканической деятельности необходимы для развития процессов осадконакопления, в том числе, гидротермальноосадочного (донного гидротермального) колчеданообразования. Выделяются режимы непрерывного, циклического, затухающего и эпизодического вулканизма, отражающие интенсивность и динамику глубинных процессов в колчеданоносных структурах растяжения. Древние и современные колчеданоносные структуры включают срединно-океанические, окраинно-океанические, задуговые и внутридуговые зоны растяжения, "горячие точки", зрелые островные дуги, окраинноконтинентальные, межконтинентальные и внутриконтинентальные рифты [Богданов и др.2006; Бортников, Викентьев, 2005; Зайков, 2006; Коротеев, Сазонов, 2005 и др., Серавкин, 2010]. Каждая обстановка колчеданообразования характеризуется своими режимами вулканизма, а также своими вариантами эволюции вулканической деятельности. В идеальном случае режим непрерывного вулканизма сменяется режимами циклическим, затухающим и эпизодическим. Однако, очевидно, имеются примеры обратной эволюции, когда осадконакопление сменялось сначала эпизодическим вулканизмом, затем циклическим и непрерывным. До сих пор, не определены индикаторы режимов вулканизма, не выявлены основные закономерности эволюции вулканизма применительно к конкретным палеогеографическим (геодинамическим) обстановкам колчеданообразования, не показано влияние режимов вулканизма на развитие морфогенеза и минералого-геохимических процессов формирования колчеданных залежей. Недостаточно изучено влияние режимов вулканизма на разнообразие и масштабы колчеданных месторождений. Все эти вопросы решались автором в последние годы в процессе выполнения российских и международных проектов, посвященных глобальному сравнению месторождений колчеданного семейства.

Режим непрерывного вулканизма выражается в частом чередовании эффузивных потоков, среди которых встречаются лишь очень редкие вулканогенно-осадочные прослои и мелкие колчеданные тела. Колчеданные залежи имеют холмообразную форму (Новый Сибай, Яман-Касы, Озерное, Валенторское на Урале, Байда в Омане, Николаевское в Рудном Алтае, месторождения группы Норанда в Аппалачах), характеризуются преобладанием гидротермальных рудных фаций над кластогенными, а также в некоторых случаях присутствием обильных гидротермальных теллуридов. Катастрофическое захоронение определило сохранность холмообразной формы рудных тел, первичных гидротермально-осадочных сульфидных корок, труб "черных и белых курильщиков" и оруденелой фауны. Предполагается, что в древних структурах таким геодинамическим режимом на ранних стадиях развития обладали некоторые задуговые и междуговые колчеданоносные зоны растяжения и субокеанические спрединговые бассейны. Очевидно, в этом же режиме формируется колчеданоносное Восточно-Тихоокеанское поднятие. Для него характерны малоглубинные магматические очаги, высокие скорости спрединга, активный вулканизм, минимальные мощности осадков в осевой зоне и неразрушенные черные курильщики, участками перекрытые молодыми лавовыми потоками [Богданов и др., 2006].

Режим циклического вулканизма во многих колчеданоносных районах привел к чередованию эффузивных тел с вулканогенно-осадочными горизонтами, в подошве которых локализуются, как правило, на нескольких уровнях средние и крупные линзовидные колчеданные залежи (Узельгинское, Октябрьское, Гайское, на Урале). К этой же группе относятся и однократно проявившиеся колчеданные месторождения (Балд Моунтин в Аппалачах, Сафьяновское, Молодежное, Учалинское, Таш-Тау на Урале, Николаевское на Рудном Алтае, Хеллиер в Тасмании), залегающие в полициклических осадочно-вулканогенных комплексах. Рудоконтролирующие вулканогенно-осадочные горизонты отличаются присутствием ксенолавокластогенных отложений. Предполагается, что при повторных раздвигах и извержениях лавами захватывалось значительное количество обломков седиментогенного материала, поступавшего из рудоконтролирующих вулканогенно-осадочных горизонтов. Не исключено, что цикличность вулканизма связана с начавшимся постепенным ослаблением глубинных процессов рифтогенеза. В линзовидных рудных залежах, представляющих собой эродированные сульфидные холмы, значительное место занимают грубообломочные рудокластические отложения, иногда содержащие обломки сульфидных труб и оруденелой фауны. По сравнению с предыдущим типом рудных тел более интенсивно проявлены процессы субмаринного гипергенеза. В дополнение к теллуридам появляются акцессорные сульфиды и сульфосоли тех же металлов. Современными представителями этого типа колчеданных залежей являются гидротермальные сульфидоносные поля медленноспредингового Срединно-Атлантического хребта (Рейнбоу, ТАГ, Логачев, Снейк-Пит). Сульфидные постройки на этих полях сильно разрушены, обильный рудокластический материал на флангах сменяется мощными горизонтами металлоносных осадков.

Режим затухающего вулканизма в геологических разрезах представлен эффузивным основанием, перекрытым мощными вулканогенно-осадочными или осадочными толщами, содержащими редкие лавовые потоки. На границе эффузивных и вулканогенно-осадочных комплексов залегают нередко очень крупные линзовидно-пластообразные рудные тела. В составе руд преобладают обломочные разновидности, значительное место занимают тонкослоистые сульфидные турбидиты и их диагениты, нередко переслаивающиеся с гиалокластитами, карбонатолитами, черно-сланцевыми или оксидно-железистыми отложениями. Иногда в рудных телах встречаются реликты гидротермальных построек, представленные грубообломочными элювиально-коллювиальными брекчиями (Карибу в Аппалачах, Балта-Тау-на Урале, Рио-Тинто, Тарсис в Иберийском поясе, Розбери в Тасманийском поясе, Урупское на Кавказе, Артемьевское на Рудном Алтае, Подольское на Урале). Среди акцессорных минералов в рудах встречаются сульфиды и сульфосоли серебра и меди. Чаще всего такие режимы связаны с зонами растяжения в энсиалических островодужных или эпиконтинентальных бассейнах. Однако сходный режим вулканизма и седиментации возникал на заключительных стадиях развития почти всех колчеданоносных структур растяжения. Например, к этом же режиме формировалось Зимнее медноколчеданное месторождение, залегающее среди базальтовых турбидитов, перекрывших базальтовое основание задугового Домбаровского рифта (Урал).

Режим эпизодического вулканизма отличается от предыдущих редким "случайным" появлением дистальной вулканической деятельности, при сохранении сейсмо-тектонической активности, включая процессы растяжения и погружения рифтовых долин. Этот режим более всего характерен для внутриконтинентальных рифтов, заполненных колчеданоносными вулканогенно-осадочными и осадочными образованиями, полностью перекрывшими вулканические комплексы (Маунт-Айза и Мак-Артур-Ривер в Австралии, Жайрем в Центральном Казахстане, возможно, Амурское на Урале). К этой же группе относятся месторождения группы Бесси в Японии, сформированные в надсубдукционных зонах [Еремин и др., 2000]. Нередко среди подобных месторождений встречаются гиганты. Ленточные слоистые рудные отложения представлены многократно переотложенными дистальными сульфидными турбидитами, подвергнутыми значительным диагенетическим преобразованиям. Среди акцессорных минералов в рудах преобладают сульфосоли свинца и серебра.

Количественным выражением режимов вулканизма может быть отношение эффузивных (Э) и вулканогенно-осадочных (осадочных) фаций (О), участвующих в конкретном геологическом разрезе, форма и соотношение рудных фаций колчеданных залежей. Соответственно, в ряду с падением интенсивности вулканизма нарастают отношения седиментационных фаций к эффузивным. На примере 170 месторождений доказана корреляция (r = +0.54) формы залежей с выявленными режимами вулканизма. В этом же ряду наблюдается смена морфогенетических типов колчеданных залежей от слабо и сильно разрушенных сульфидных холмов, к линзам сульфидных брекчий и пластам дистальных сульфидных турбидитов (Масленников, 2006; Масленников, Зайков, 2007).

Показано что форма рудных залежей и, соответственно, режимы вулканизма имеют свои особенности в разных геодинамических обстановках. В срединно-океанических хребтах форма залежей зависит от скорости спрединга, а значит и от интенсивности вулканизма. В высоко-спрединговых рифтах (например, Восточно-Тихоокеанского поднятия) преобладают сульфидные трубы и колонны "черных" курильщиков, в медленно-спрединговых (Срединно-Атлантический хребет) наряду с ними распространены сильно-разрушенные холмы (например, ТАГ, Снйк-Пит) и рудокластические линзы с реликтами сульфидных построек (Семенов-2, Логачев, Менез-Гвен). В задуговых бассейнах, характеризующихся невысокой скоростью спрединга, также встречаются рудокластические залежи (поле Хине Хина в бассейне Лау).

Аналогичные, но еще более контрастные связи, прослеживаются между режимами вулканизма и формой рудных тел колчеданных месторождений древних геодинамических обстановок. В спрединговых бассейнах с квазиокеанической базальтовой корой (Оман, Кипр, Турция) дуг, отличавшихся интенсивным или цикличным вулканизмом, нередко сохраняются слабо- и сильно разрушенные сульфидные холмы (Байда на Омане, Скуриотисса на Кипре, Эргани Маден в Турции). В задуговых бассейнах энсиматических островных дуг, характеризующихся циклическим режимом вулканизма, встречаются почти все морфогенетические типы колчеданных залежей, при широком распространении сильно разрушенных сульфидных холмов (Южный Урал, Понтиды). В эн-

сиалических островных дугах и эпиконтинентальных морях, там, где в эффузивных разрезах значительную роль играют вулканогенно-осадочные и осадочные фации (Хокуроко, Рудный Алтай, Батурст), наряду с единичными сильно разрушенными сульфидными холмами наиболее распространены рудокластические линзы и проксимальные сульфидные пласты грубо-слоистых сульфидных турбидитов. Во внутриконтинентальных рифтах, где вулканизм проявлялся лишь эпизодически на фоне осадконакопления, преобладают пласты дистальных тонкослоистых сульфидных турбидитов и диагенитов (Маунт-Айза, Макартур в Австралии, Холоднинское в Сибири, Жайрем в Центральном Казахстане и др.). На примере Урала построена карта-схема распределения морфогенетических типов сульфидных построек, сформированных в различных геодинамических обстановках. Показано, что в Сакмарском и Карпинско-Тарньерском спрединговых бассейнах, характеризующихся интенсивным вулканизмом в предостровдужный этап развития Урала, значительное место занимают слабо и сильно разрушенные сульфидные холмы (Яман-Касы, Комсомольское, Блява в Сакмарской зоне, Валенторское, Шемур в Карпинско-Тарньерской зоне). В бассейнах Западно- и Восточно-Магнитогорской энсиматических островных дуг (Урал) встречаются залежи всех морфогенетических типов при преобладании сульфидных холмов на нижних стратиграфических уровнях, и удокластических слоистых линз на верхних уровнях (например, Гайское, Маканское, Узельгинское рудные поля).

Установлено, что запасы колчеданных месторождений, также как и степень разрушения сульфидных построек, находятся в зависимости от режимов вулканизма в различных геодинамических обстановках колчеданообразования. Запасы колчеданных залежей, степень разрушения и гальмиролиза сульфидных построек возрастают по мере возрастания отношения вулканогенно-осадочных и осадочных фаций к эффузивным в надрудных толщах колчеданоносных разрезов. Крупные месторождения, как правило, не встречаются в эффузивных разрезах, в виду кратковременности перерыва эффузивной деятельности, необходимого для полной реализации гидротермально-осадочной системы. Рудные тела, как правило, небольшие и сохраняют холмообразную форму (Яман-Касы, Валенторское на Урале, Байда в Омане и др.). В полициклических осадочно-эффузивных разрезах могут образовываться крупные колчеданные месторождения, состоящие из рудных залежей средних размеров, залегающих на различных стратиграфических уровнях (например, Сибайское, Узельгинское, Гайское, Октябрьское месторождения на Южном Урале). В этом же типе находятся крупные одиночные месторождения (Учалы, Сафьяновское на Урале, Хеллиер в Тасмании, Балд Маунтин в США), а также многочисленные мелкие колчеданные месторождения. В эффузивно-осадочном типе, характеризующемся режимом затухающего режимом вулканизма, значительное место занимают рудокластические пласты месторождений гигантов: Рио-Тинто, Тарсис – в Иберийском поясе, Подольское – на Южном Урале, Брансвик-12 и др. – в Канаде, Розбери – в Тасмании, Риддер-Сокольное на Рудном Алтае.

От режима вулканизма в определенной мере зависит степень дифференциации колчеданообразующих вулканогенно-магматических систем. Очевидно, что наименее дифференцированные системы образованы в условиях интенсивного вулканизма. Для них характерно преобладание недифференцированных базальтовых формаций. Циклический характер вулканизма приводил в большинстве случаев к формированию риолит-базальтовых комплексов. Затухающий режим вулканизма способствовал развитию дифференцированных комплексов базальт-риолитового состава. С составом рудовмещающих формаций связаны скорости "созревания" гидротермальных систем. В "незрелых" гидротермальных системах формировались в основном высоко-железистые медные и медно-цинковые колчеданные залежи, тогда как в "зрелых" – колчеданно-полиметаллические. Особенно хорошо это прослеживается при сравнении минералого-геохимических особенностей сульфидных труб в ряду от "черных к серых курильщикам" (Масленников и др., 2010). Первые характерны для "незрелых" гидротермальных систем базальтовых и риолит-базальтовых комплексов, вторые – доминируют в базальт-риолитовых комплексах, обычно характеризующихся высокой "зрелостью" гидротермальных систем (Масленников, 2010). С этой позиции, опосредованное влияние режимов вулканизма на состав колчеданных месторождений становится очевидным.

Таким образом, рудно-фациальные особенности колчеданных залежей согласуются с соотношениями эффузивных и вулканогенно-осадочных фаций и, соответственно, с режимами вулканизма колчеданоносных структур. От первого к последнему типу уменьшается количество гидротермальных, гидротермально-осадочных И гидротермально-преобразованных фаций, постепенно исчезают колломорфные руды, ухудшается сохранность фрагментов труб "черных курильщиков" и сульфидизированной фауны, увеличивается степень диагенетической дифференциации и раскристаллизации сульфидов. В этом же ряду нарастает относительный объем субмаринных гипергенных рудных фаций, наследующих зоны придонного окисления (баритовые, магнетитовые, гематитовые), выщелачивания (кварцевые, баритовые) и повторного моносульфидного обогащения (халь-

копиритовые, сфалеритовые, борнитовые, галенитовые, теннантитовые и др.). Таким образом, выделенный ряд отражает степень разрушения сульфидных построек, и полноту придонного преобразования рудокластических отложений. Следовательно, одним из основных факторов, определявших особенности колчеданообразования, можно считать характер режима вулканизма, разнообразно проявившийся в виде чередования событий вулканизма, сейсмичности, тектонических движений и осадконакопления на конкретном участке развития колчеданоносной структуры. Этим же фактором определяются степень подводного выветривания (гальмиролиза) сульфидных построек, интенсивность их разрушения и, соответственно, соотношение гидротермальных, кластогенных и гальмиролитических рудных отложений.

Предложенный подход вносит новый вклад в понимание причин разнообразия месторождений колчеданного семейства.

Работы выполнены в рамках реализации ФЦП "Научные и научно-педагогические кадры инновационной России" на 2009-2013 годы (проект(НК– 544П/14), а а также интеграционный проект УрО и СО РАН финансируемый Уральским отделением (09-и-5-2004).

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Богданов Ю.А., Лисицын А.П., Сагалевич А.М., Гурвич Е.Г. Гидротермальный рудогенез океанского дна. М.: Наука, 2006. 527 с.
- 2. Бортников Н.С., Викентьев И.В. Современное сульфидное минералообразование в мировом океане // Геол. рудн. месторожд. 2005. Т. 47. № 1. С. 16–50.
- 3. Еремин Н.И., Дергачев А.Л., Сергеева Н.Е., Позднякова Н.В. Типы колчеданных месторождений вулканической ассоциации // Геол. рудн. месторожд. 2000. Е 42. № 2. С. 177–190.
- Коротеев В.А., Сазонов В.Н. Геодинамика, рудогенез, прогноз (на примере Урала). Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2005. 259 с.
- 5. **Зайков В.В.** Вулканизм и сульфидные холмы палеоокеанических окраин. М.: Наука, 2006. 429 с.
- 6. Масленников В.В. Литогенез и колчеданообразование. Миасс: ИМин УрО РАН, 2006. 384 с.
- Масленников В.В., Зайков В.В. Метод руднофациального анализа в геологии колчеданных месторождений: учебное пособие. Челябинск: Изд-во ЮУрГУ, 2006. 224 с.
- Масленников В.В., Леин А.Ю., Масленникова С.П., Богданов Ю.А. Фанерозойские "черные курильщики" как индикаторы состава рудовмещающих комплексов // Литосфера, 2010. N 3. C. 153–162.
- Серавкин И.Б. Металлогения Южного Урала и Центрального Казахстанаю Уфа: "Гилем", 2010. 284 с.

# К ВОПРОСУ О ПАЛЕОВУЛКАНИЧЕСКИХ ПОСТРОЙКАХ И СВЯЗАННЫЕ С НИМИ ОРУДЕНЕНИЯ КАПАНСКОГО РУДНОГО РАЙОНА РЕСПУБЛИКИ АРМЕНИЯ

## © 2011 г. Г. Г. Мирзоян

Институт геологических наук НАН РА, Ереван, hakhleon@sci,am; samlee@rambler.ru

Капанский рудный район является одним из интересных и сложнопостроенных регионов Малого Кавказа, характеризующихся широким распространением вулканогенных и вулканогенно-осадочных образований мезо-кайнозойского возраста. Это обстоятельство привлекало многочисленных исследователей, в трудах которых освещены вопросы стратиграфии, тектоники, магматизма и металлогении района. Вместе с тем, в силу сложности строения и, зачастую, противоречивости трактовки имеющихся фактов, до настоящего времени дискуссионными остаются некоторые вопросы, касающиеся как деталей геологического строения этого рудного района, так и, в особенности, возраста оруденения и его места в истории геологического развития..

Медно-колчеданные, золото-полиметаллические месторождения в Капанском рудном районе располагаются в основном в древних вулканических сооружениях. Оруденение обычно локализуется в жерловых, эксплозивных брекчиях, в субвулканических телах и в других фациях.

В результате палеовулканологического анализа и фациального расчленения вулканогенных образований в Капанском рудном районе Ачикгезяном С.О., Зограбяном С.А., Мирзояном Г.Г., Саркисяном Р.А. четко выделяются три структурных этажа – среднеюрский, верхнеюрско-нижнемеловой и палеогеновый магматические комплексы, разделенные резко выраженным угловым и азимутальным несогласием [Ачикгезян и др. 1987]

Выделение продуктов палеогенного магматического комплекса в пределах западной части Капанского рудного района обнаружены и оконтурены впервые [Мирзоян и др., 1984].

В пределах каждого магматического комплекса выделяется ряд крупных и малых вулканических структур центрального типа-вулканических сооружений.

Характерной особенностью выделяемых вулканических сооружений является их полифациальность. Выделение в процессе детального геологического картирования отдельных фаций магматических пород по условиям образования позволяет наиболее полно восстановить историю и особенности проявления магматизма Капанского рудного района.

В Капанском рудном районе фактически все рудные проявления и месторождения находятся на

участках развития вулканических сооружений и вблизи тех интервалов простирания крупных разрывных нарушений, где наблюдается одновременное их искривление и отщепление от основного нарушения боковых ветвей.

Анализ фактического материала, полученного в результате проведенных многолетних исследований, дали возможность выявить некторые закономерности локализации оруденения в рудном районе и уточнить геолого-структурные условия формирования расположенных в его пределах месторождений и рудопроявлений.

Поскольку вулканогенные комплексы Капанского рудного района сложные и многофазные, нередко растянутые во времени, для них очень важно выделение этапов минерализации, когда периоды минерализации разделены внедрением магматических пород разной фазы.

Этапы минерализации выделяются по геологическим соотношениям – по этапам в развитии структуры и последовательным поступлением магматического материала одного комплекса, по рудным пересечениям разных формаций, то есть медно-колчеданной формации колчеданно-полиметаллической формацией, по пересечениям Мец-Магаринского разлома кварц-пирит-халькопиритовой (медно-колчеданной) минерализации в рудовмещающих породах и содержащих в себе не смещенные прожилки полиметаллической минерализации. На местах развития медно-колчеданных руд типичные полиметаллические руды не встречаются. В Капанском рудном поле подобное наблюдение отмечается так же Григоряном Г.О. [Григорян, 1964].

В Капанском рудном районе наблюдается тесная связь между формированием отдельных вулканических структур рудного района и распределением там соответствующих минеральных ассоциаций.

Фактически, в пределах каждого вулканического сооружения представляется определенный комплекс минеральных ассоциаций. Становление отдельных вулканических сооружений происходило неоднократно, полиэтапно, через определенные промежутки времени из магматического очага, причем характер растворов при каждой последующей вспышке менялся. Об этом свидетельствует неоднородность состава фации вулканических сооружений и зависимость размеров оруденения от масштаба проявления вулканизма. В связи с этим полиметаллическое оруденение на Шаумянском месторождении, а также Барабатумский участок Капанского месторождения рассматривается нами не как последующая стадия единого гидротермального этапа рудоотложения, а результат полиэтапного развития рудообразовательного процесса в пределах соответствующего вулканического сооружения.

В Капанском рудном поле находятся рудные тела с медной и полиметаллической формациями, где медно-колчеданное оруденение сечётся более поздним полиметаллическим оруденением.

Обнаруженный нами севернее Барабатумских рудников секущий характер кварцевых андезитов (абсолютный возраст 139.9 млн. лет) так называемых барабатумских кварцевых андезитов (абсолютный возраст 163.5 млн. лет), а также часто встречающиеся ксенолиты барабатумских кварцевых андезитов в секущих кварцевых андезитах свидетельствует о наличии в Капанском рудном поле разновозрастных кварцевых андезитов. В последних часто встречаются и ксенолиты диабаза, что свидетельствует о наличии диабазовых тел до секущих кварцевых андезитов. С другой стороны, секущие кварцевые андезиты прорываются перпендикулярно простиранию последних дайкой диабаза с азимутом падения ЮВ 145°, углом падения 82°, мощностью 70 см.

Таким образом, в районе имеем разновозрастные, полиэтапные, как кварцевые андезиты, так и диабазы.

По вопросу возрастного взаимоотношения диабазовых даек и оруденения среди исследователей Капанского рудного района имеются противоречивые представления. Ряд геологов отрицают наличие в районе пострудных диабазовых даек и считают, что рудные жилы образовались позже диабазовых даек и не секут их лишь потому, что диабазы были более плотными, с трудом поддавались растрескиванию и явились упором для гидротерм. По их мнению дайки препятствовали циркуляции рудных растворов, экранировали их.

Как отмечают Вольфсон Ф.И. и Яковлев П.Д. в вулканических комплексах развиты вулканические дайки, сложенные тем же вулканическим материалом, что и вулканиты (туфом, лавой, лавобрекчией и др.), и поствулканические. Могут быть более поздние дайки, не связанные с вулканизмом и относящиеся иному магматическому этапу. Для решения этого вопроса необходимы детальное геологическое картирование, а так же петрографические, петрохимические и другие исследования.

Рассмотрение всех даек с позиций единой схемы их дорудности или послерудности приводит к крупным ошибкам не только общего плана, но и при изучении- рудоносности вулканогенных комплексов по отдельным районам и месторождениям [Вольфсон и др. 1985]. Согласно исследованиям Линдгрена В. не существует пород, абсолютно стойких в присутствии одного из естественных замещающих растворов породы. Замещение сульфидами может до известной степени иметь место при обыкновенной температуре, но обширные месторождения сульфидной руды обычно образуются горячими растворами. Замещение осуществляется концентрированными растворами, проникающими в чрезвычайно мелкие капиллярные пустоты (0.0001 мм), являющиеся выше или ниже пределов видимости под микроскопом.

Растворение и отложение происходят почти одновременно, в зависимости от непрерывно меняющегося равновесия поступающего растворителя и возможности выхода для растворенного материала [Линдгрен, 1934].

Отношение оруденения к диабазовым дайкам в Капанском рудном поле показывает, что медноколчеданное оруденение образовалось до внедрения диабазовых даек, а золото-полиметаллическое оруденение- после внедрения диабазовых даек. Об этом свидетельствуют случаи, когда медноколчеданные жилы секутся дайками диабазов, а золото-полиметаллическое – наоборот, контролируются по зальбандам этих даек. Подобное мнение высказывается Григоряном Г.О. [Григорян, 1964].

Сравнительное изучение даек основного состава Саркисяну Г.А. и соавторам позволило установить следующие их возрастные типы: а) дайки эпидотизированных диабазов и габбро-диоритов нижнебайосского возраста; б) дайки диабазов верхнебайосского возраста, измененные в хлориткарбонатные и кварц-серицитовые ступени (в соответствии с типом предрудного и околорудного метасоматоза) и в) дайки габбро-диабазов послеверхнеюрского возраста, измененные в хлорит-цеолитпренит-карбонатной ступени.

Детальными исследованиями контактовых взаимоотношений даек основного состава с рудами и гидротермальными метасоматитами авторами установлено, что дайки среднеюрского возраста являются соответственно до и предрудными, а дайки послеверхнеюрского возраста -пострудными образованиями. Относительно присутствия прожилок пирита в габбро-диабазовой дайке по их данным термоэлектродвижущая сила (ТЭДС) пиритов из рудной массы (на контакте с габбро-диабазовой дайкой) и их тонких прожилок, проникающих в дайку, разная [Саркисян и др., 1975].

Факт пересечения диабазовой дайки медноколчеданной рудной жилы со смещением нами наблюдались в Капанском руднике – участок Катар, гор. 969, орт 1 на север и на Шаумянском руднике, гор. 780, где диабазовая дайка отчетливо сечёт рудную жилу.

Сравнение уровней расположения рудных жил медно-колчеданного оруденения Капанского рудника с Шаумянским золото-полиметаллическим месторождением показывает, что медно-колчеданное оруденение на Капанском руднике по сравнению с Шаумянским месторождением находится намного выше. Собственно, Капанское месторождение находится в пределах уровней 730–1140 м, в то время как Шаумянское месторождение находится ниже уровней Капанских рудников – в пределах 700– 860 м. К тому же восточный, юго-восточный блок Барабатум-Халаджского сброса приподнято по отношению к западному, северо-западному блоку того же разлома.

В связи с тем, что по В. Линдгрену и многим исследователям, рудоотложения медно-колчеданного оруденения в основном происходит в условиях средних глубин, переходя в рудоотложение полиметаллического оруденения в условиях малых глубин, для Капанских групп месторождений не приемлема и не соответствует такой схеме, так как золото-полиметаллическое оруденение находится ниже уровня медно-колчеданных месторождений, что лишний раз показывает индивидуальность и оторванность этих месторождений, тем более неоднократно отмечается многими исследователями отсутствие взаимопереходов от медноколчеданного оруденения Капанского рудника к золото-полиметаллическому оруденению Шаумянского месторождения.

В заключении отметим, что в пределах Капанского рудного поля имеем полиэтапные- разновозрастные вулканические сооружения. В процессе изучения вулканических сооружений выяснилось, что гидротермальное оруденение, связанное с процессами вулканической деятельности, размещается в сложных по строению тектоно-вулканических структурах – в зонах разрывных нарушений, залеченных магматическими образованиями жерловых, эксплозивных, экструзивных, субвулканических и других фаций в соответствующих возврастных группах вулканических сооружений.Следовательно, детальное изучение и геологическое картирование вулканических образований с расчленением их на фации приобретает не только большое научное, но и практическое значение, то есть имеет непосредственное отношение к расширению минеральной сырьевой базы.

В зависимости от интенсивности проявления вулканизма, глубины уровня отделения рудоносных растворов формируются месторождения разной масштабности.

В Капанском рудном поле устанавливается разновозрастные (до и послерудные) дайки диабазов и габбро-диабазов.

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Ачикгезян С.О., Зограбян С.А., Карапетян А.И., Мирзоян Г.Г., Саркисян Р.А, Зарьян Р.Н. Кафанский рудный район // Ереван: Изд. АН Арм ССР, 1987. С. 9–50.
- Вольфсон Ф.И., Яковлев П.Д. Структуры рудных полей и месторождений. // Изд. "Недра", 1985, 320 с.
- Григорян Г.О. Рудоносность экструзивно-эффузивных комплексов Армянской ССР. // Закономерности размещения полезных ископаемых. 1964. Т. VII. М.: Наука. С. 271–287.
- 4. Линдгрен В. Медные месторождения.// Москва. ОНТИ НКТП СССР, вып. 1 1934. 187 с.
- 5. Мирзоян Г.Г., Ачикгезян С.О., Зограбян С.А., Саркисян Р.А. Об обнаружении продуктов палеогенового вулканизма в Капанском рудном районе // Изв. АН Арм.ССР, Науки о Земле, 1984, № 4, С. 53–59.
- Саркисян Г.А., Зарьян Р.Н., Саркисян Р.А., Карапетян А.И., Налбандян Э.М. О взаимоотношениях метасоматитов дайковых пород и оруденения Кафанского рудного поля // Мат-лы Всесоюз. симпозиума "Метасоматизм и колчеданное оруденение". Ереван, 1975, с. 159, стр. 39.

#### 

# АССОЦИАЦИИ МИНЕРАЛОВ КАК ПОКАЗАТЕЛЬ ИЗМЕНЕНИЯ УСЛОВИЙ МИНЕРАЛООБРАЗОВАНИЯ УЛКАНОГЕННЫХ И ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ КВАРЦЕВО-СУЛЬФИДНЫХ ЖИЛЬНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЗОЛОТО-СУЛЬФИДНОЙ ФОРМАЦИИ.

## © 2011 г. С. Н. Ненашева

Учреждение Российской Академии Наук Минералогический музей им. А.Е. Ферсмана РАН, г. Москва, nenashevasn@mail.ru

По сведениям из литературы о геологической позиции и строении рудных тел некоторых вулканогенных и гидротермальных кварцево-сульфидных жильных месторождений золото-сульфидной формации а именно: месторождений России – Камчатки, острова Кунашир, Лебедином (Центральный Алдан); Узбекистана – Кочбулаке, Кайрагаче (Кураминский хр.); Болгарии – Челопече, Радке, Елшице; США – Голфилде, Бьютте; Италии – Калабона (остров Сардиния), выяснилась схожесть перечисленных месторождений. Месторождения расположены либо в пределах вулканических построек разного возраста (Голдфилд, Кайрагач, Коч-Булак, месторождения вулканического пояса Центральной Камчатки, Озёрное, Челопеч, Радка, Елшица, Золоторудное месторождение Востока СССР), либо являются гидротермальными кварцево-сульфидными жильными (Калабона, Бьют) (табл. 1). Это позволило рассмотреть ассоциации минералов, установленные на них и проанализировать условия минералообразования.

При исследовании образцов руд особое внимание уделялось изучению блёклых руд и минералам, находящимся в ассоциации с ними. Блёклые руды интересны многообразием состава, обусловленным большой изоморфной ёмкостью их структуры. Вследствие чего их состав может меняться даже в пределах одного месторождения. В таких случаях они встречаются в различных ассоциациях. Примером может служить месторождение Лебединое. Блёклые руды здесь весьма разнообразны по: характеру одновалентных металлов (медные и медно-серебряные); элементному составу Me<sup>2+</sup> (цинковые, цинково-железистые, железо-цинковые, медно-железистые, медно-цинковистые); характеру полуметаллов (существенно сурьмяные, сурьмяно-мышьяковые, мышьяковосурьмяно-мышьяково-теллуровые). сурьмяные, На этом месторождении установлено, согласно номенклатуре блёклых руд, предложенной Н.Н. Мозговой и А.И. Цепиным (1984), по крайней мере, 2 минеральных вида (теннантит и тетраэдрит). Среди них выделено 4 междувидовых разновидности (теннантит-тетраэдрит, голдфилдит-теннантиттетраэдрит, голдфилдит-теннантит и теллурсодержащий теннантит-тетраэдрит), встречающиеся в разных ассоциациях.

1) Тетраэдрит с большим количеством Zn – зандбергерит выделяется в ассоциации с галенитом, пиритом, халькопиритом, фаматинитом Cu<sub>3</sub>SbS<sub>4</sub>  $\rightarrow$  Cu<sup>+</sup>Cu<sup>2+</sup><sub>2</sub>SbS<sub>4</sub>, арсеносульванитом Cu<sub>26</sub>V<sub>2</sub>(As,Sb)<sub>6</sub>S<sub>32</sub>, англезитом Pb[SO<sub>4</sub>]. По арсеносульваниту развиваются арсенаты меди: байдлонит PbCu<sub>3</sub>(OH)<sub>2</sub>[AsO<sub>4</sub>]<sub>2</sub>, эвхроит Cu<sub>2</sub>(OH)[AsO<sub>4</sub>] 3H<sub>2</sub>O, леогангит Cu<sup>2+</sup><sub>10</sub>(OH)<sub>2</sub>[AsO<sub>4</sub>]<sub>4</sub>[SO<sub>4</sub>]·8H<sub>2</sub>O [Ненашева и др., 2010].

2) Тетраэдрит-теннантиты и теннантиты ассоциируются с галенитом, пиритом, халькопиритом, сульванитом  $Cu_{24}V_8S_{32}$ , арсеносульванитом и развивающимися по последнему (тиролитом  $Ca_2Cu^{2+}_5(OH,O)_4(AsO_4)_2(CO_3)\cdot 6H_2O$  или клинотиролитом,  $Ca_2Cu^{2+}_9(OH,O)_{10}[(AsO_4),(SO_4)]_4\cdot 10H_2O)$ .

3) В ассоциации с галенитом, кварцем, золотом, вторичными медными сульфидами полисоматической серии халькозина mCu<sub>2</sub>S·nCuS, apceнатами меди встречаются блёклые руды, содержащие теллур – голдфилдит-теннантит-тетраэдриты, голдфилдит-теннантиты, теллурсодержащие теннантит-тетрадриты. Их ксеноморфные, зональные выделения порой заполняют промежутки между зернами кварца, галенита, пирита, а иногда обрастают кристаллы кварца. Зоны хорошо выделяются по отражению и по содержанию теллура. Светлые зоны представлены голдфилдит-теннантиттетраэдритом, с содержанием Те от 6.63 до 13.52 мас. %, темные – голдфилдит-теннантитом и теллурсодержащим теннантит-тетрадритом с меньшим количеством Те (до 6 мас. %). Появление зональных кристаллов теллурсодержащих блёклых руд обусловлено часто изменяющимися условиями кристаллизации. Минералы полисоматической серии халькозина в полированных шлифах выглядят как ковеллин. Крупные участки (до 300 × 200 мкм), разбиты плоскостями спайности на пластины шириной до 10–15 мкм. Анализы разных пластин пересчитываются на формулы, соответствующие разным минералам системы Cu-S: дигениту Cu<sub>9</sub>S<sub>5</sub>  $\rightarrow$  Cu<sup>+</sup><sub>8</sub>Cu<sup>2+</sup>S<sub>5</sub>, анилиту Cu<sub>7</sub>S<sub>4</sub>  $\rightarrow$  Cu<sup>+</sup><sub>6</sub>Cu<sup>2+</sup>S<sub>4</sub>; смеси анилита  $Cu_7S_4 \rightarrow Cu^{\scriptscriptstyle +}_6Cu^{\scriptscriptstyle 2+}S_4$  и джирита  $Cu_3S_2$  $\rightarrow$  Cu<sup>+</sup><sub>2</sub>Cu<sup>2+</sup>S<sub>2</sub>, а также спионкопита Cu<sub>39</sub>S<sub>28</sub>  $\rightarrow$ 

Месторожление	Геологическая позиция месторожления	Характеристика рудных тел
Месторождение	Жилы и минерализованные зоны пробления при-	Зопотоносные кварцевые жилы с сульфилами
вулканического	урочены к вулканической структуре неогеново-	и теппуридами Голлфиллит встречается в ас-
пояса Централь-	го возраста [Сахарова и др. 1984]	социации с халькопиритом пиритом само-
ной Камчатки	то возраста [Саларова и др., тубч].	ролным теплуром
Озёрное	Вулканогенное месторождение [Спиридонов	Сепенисто-теппуристая блёклая руда образу-
Osephoe	Округин 1985]	ет метасоматические вростки размером до
	okpyrnii, ryööj.	01 мм в кварие в ассоциации с теплуроселе-
		нилами и селенилами Ві Ар
Золоторулное ме-	Рудовмещающие породы – одигоцен-миоценовые	Гидротермальные кварцевые и квари-сульфил-
сторожление	туфы анлезитов и анлезито-базальтов и рвушие	ные жилы и прожилки с сульфилами: сфале-
Востока СССР	их раннемионеновые габбро-лиориты субвулка-	ритом, галенитом, блёклыми рулами, халько-
	нического массива [Борисова и др., 1986]	пиритом.
Лебединое	Малые интрузии (штоки, лакколиты, дайки,	В доломитах вдоль зон горизонтальных нару-
	среднего состава и повышенной щелочности)	шений развиваются метасоматические зале-
	верхнеюрского-нижнемелового возраста [Пе-	жи сульфидно-карбонатного состава, места-
	тровская, 1973].	ми как ответвления жил
Коч-Булак	Палеовулкан центрального типа, сложенного по-	Золото-сульфидно-кварцевая минерализация
	родами андезитового и фельзитового состава.	связана с заключительной стадией нижнетри-
	[Коваленкер и др., 1980].	асового кислого вулканизма.
Кайрагач	Карбоновая кальдера, выполненной вулканита-	Рудные тела представлены секущими кальцит-
	ми, с которыми связаны вторичные кварциты	кварцевыми с баритом умеренно сульфидны-
	[Спиридонов и др., 1983].	ми жилами среди вторичных кварцитов.
Челопеч, Радка,	Медноколчеданные месторождения сформиро-	Рудные тела лентовидной и штокообразной
Елшица	вавшиеся в позднем мелу в тесной связи с ан-	формы приурочены к дацитовым и андезито-
	дезит-дацитовым вулканизмом и относятся к	вым агломератовым туфам. содержат обыч-
	вулкано-гидротермальному типу (Богданов,	ные сульфиды, блёклые руды, редкие минера-
F 1	[ 1984).	лы германия, теллуриды.
Голдфилд,	Раннетретичная вулканическая построика цен-	Сульфиды, олеклые руды ряда тетраэдрит-
невада	трального типа среди окварцованных дацитов.	толдфилдит, самородное золото, теллуриды.
ььютт, монтана	идротермальное кварцево-сульфидное жильное	Сульфиды: пирит, оорнит, халькопирит, халь-
Varafana	месторождение.	козин энаргит и др., олеклые руды.
калаоона	месторождение связанно с посттриасовым дио-	Суовертикальные интенсивно выветрелые лин-
	ритовым штоком, расположенным среди оквар-	зы медных руд.
	цованных известняков триаса.	

Таблица 1. Краткая характеристика некоторых вулканогенных и гидротермальных кварцево-сульфидных жильных месторождений золото-сульфидной формации [Ненашева, 2009].

 $Cu^{+}_{22}Cu^{2+}_{17}S_{28}$  и ярроуита  $Cu_{9}S_{8} \rightarrow Cu^{+}_{2}Cu^{2+}_{7}S_{8}$  и ковеллину CuS или  $3CuS \rightarrow Cu^{+}_{2}S \cdot Cu^{2+}[S_{2}]$ . Нетрудно заметить, что количество  $Cu^{2+}$  в этом ряду увеличивается по направлению к ковеллину, что говорит об изменении кислотности – щелочности среды в процессе минералообразования в сторону усиления её кислотности. Экспериментально установлено, что с ростом кислотности среды устойчивыми становятся сульфиды, содержащие меньшее количество (суммарно Cu<sup>+</sup> и Cu<sup>2+</sup>) меди. Их электронейтральность достигается за счет окисления части меди до двухвалентного состояния.

4) Тетраэдрит, содержащий более 4 мас. % Fe (до 4.90) и значительные количества Ag (от 2.88 до 4.87 мас. %), Zn (от 2.61 до 3.37 мас. %), ассоциируется с пиритом, халькопиритом, сфалеритом, бурнонитом, гематитом, медными сульфидами (ковеллином, спионкопитом, ярроуитом, анилитом, джиритом), теллуридами (гесситом, петцитом, алтаитом), арсенатами (леогангитом и байлдонитом). На одних участках такой тетраэдрит заполняет промежутки между зернами сфалерита, кварца, халькопирита, галенита. На других он вместе с бурнонитом CuPbSbS<sub>3</sub> заполняет промежутки между довольно крупными (до 100 µm) зернами галенита, сфалерита, неоднородными выделениями халькопирита. В последних отчетливо видны тонкие каймы, мелкие пластинки шириной 1–2 µm, точечные выделения медных сульфидов полисоматической серии халькозина.

От описанных выше тетраэдритов, тетраэдриттеннантитов и теннантитов отличается тетраэдриттеннантит, обладающий более ярким отражением, близким к отражению галенита, видимым двуотражением и ясной анизотропией. Его крупные выделения распадаются на разноориентированные ксеноморфные мелкие зерна, имеющие вследствие разной ориентировки различное отражение, что позволяет увидеть эффект двуотражения. Кроме того, они разбиты извилистыми трещинами, по которым выделяются вторичные минералы – арсенаты меди. Химический состав анизотропной блеклой руды соответствует составу высокоцинкистого тетраэдрит-теннантита – зандбергерита. Анизотропный зандбергерит отличается от изотропного зандбергерита [Ненашева и др., 2010] отсутствием примесей Ag, Cd, Pb. В анизотропном зандбергерите отсутствует теллур, наличие которого в теллуросодержащих блеклых рудах делает их слабо анизотропными.

Как видно из изложенного выше, блёклые руды разного состава в месторождении Лебединое встречаются в разных ассоциациях. Во всех ассоциациях наблюдаются галенит, халькопирит, пирит, арсенаты меди. 1) Изотропный зандбергерит ассоциирует, кроме того, с фаматинитом, сульванитом, англезитом. Последний, по данным А.Г. Бетехтина [1950], образуется, главным образом, в зоне окисления свинцово-цинковых сульфидных месторождений, а также в зоне вторичного сульфидного обогащения в месторождениях, содержащих, кроме, сульфидов свинца и цинка, сульфиды меди. Температура образования этой ассоциации может быть выше 250-300°С. 2) Тетраэдрит-теннантиты и теннантиты ассоциируются с сульванитом, арсеносульванитом, арсенатами Са и Си (тиролитом и клинотиролитом), что говорит о привносе мышьяка в минералообразующую среду. 3) Анизотропный зандбергерит встречается в ассоциации с кубанитом, халькопиритом, гематитом, азуритом, малахитом. Выделения пирита и галенита, частично замещены арсенатами меди. Наличие тесных срастаний халькопирита и кубанита говорит о распаде высокотемпературного твердого раствора халькопирита при температуре 250-300°С, что свидетельствует о широком интервале температуры образования описываемых руд.

Ассоциация тетраэдрита, содержащего более 4 мас. % Fe (до 4.90) и значительные количества Ag (до 4.87 мас. %), Zn (до 3.37 мас. %), с бурнонитом, теллуридами (гесситом, петцитом, алтаитом), гематитом, медными сульфидами полисоматической серии халькозина mCu<sub>2</sub>S·nCuS, арсенатами (леонгангитом и байлдонитом) образовалась при очередном изменении условий минералообразования, привнесении серебра, железа, теллура в минералообразующую среду и дальнейшем понижении температуры ниже 155°C, о чём свидетельствует наличие анизотропного гессита, который при 155°С переходит в кубическую модификацию [Минералы, 1960]. Интересно отметить, что тетраэдрит в этой ассоциации не содержит Те. Вероятно, весь Те расходуется при образовании гессита, петцита и алтаита.

Более поздняя генерация блёклой руды содержит большое количество теллура. В месторождении Лебединое теллурсодержащие блёклые руды встречаются в ассоциации с сульфидами меди полисоматической серии халькозина (дигенита, анилита, джирита, спионкопита, ярроуита), ковеллином, при этом теллуриды (гессит, петцит, алтаит) отсутствуют. Происходит изменение формы нахождения теллура, на что ранее указывал В.А. Коваленкер с соавторами для ассоциаций Кочбулакского месторождения [1980].

Непосредственный контакт ярроуита и ковеллина, самых бедных медью сульфидов меди, свидетельствует о кислой среде минералообразования, поскольку по экспериментальным данным они образуются в кислой среде. Об этом же говорят высокие активности меди и мышьяка и присутствие в рудах арсенатов меди, которые становятся устойчивыми в кислой, нейтральной и слабощелочной среде (интервал рН от 2.5 до 8.7). При фоновых активностях меди и мышьяка арсенаты меди не образуются [Чарыкова и др., 2010]. Ярроуит и спионкопит устойчивы до температуры 157°С. Находка смеси анилита и джирита свидетельствует о температуре образования ниже 75°С, поскольку при этой температуре анилит переходит в низкотемпературный дигенит. К сожалению, данные об области устойчивости джирита отсутствуют.

Из таблицы 1 видно сходство характера рудных тел перечисленных выше месторождений. Для них характерна сульфидная минерализация с разнообразными блёклыми рудами, в том числе с теллуросодержащими, с теллуридами, самородным теллуром, золотом, медными сульфидами. Это позволяет сделать вывод о том, что на вулканогенных и гидротермальных кварцево-сульфидных жильных месторождениях золото-сульфидной формации минералообразование протекает в сходных условиях. Рассмотренный пример (фазовые ассоциации на месторождении Лебединое) показывает, что разнообразие блёклых руд (минералов с большой изоморфной ёмкостью кристаллической решетки и поэтому очень чувствительных к малейшим изменениям условий кристаллизации), выделяющихся в разных ассоциациях, обусловлено изменением состава рудообразующих гидротермальных растворов, понижением температуры образования, изменением окислительно-восстановительного потенциала и кислотности-щелочности среды. Таким образом, о порядке кристаллизации минералов говорят не только их взаимоотношения, но и состав, а также наличие минералов - геотермометров в ассоциации.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Богданов Б. Болгария // Минеральные месторождения Европы. Юго-Восточная Европа. М.: Мир. 1984. Т. 2. С. 294–318.
- 2. Борисова Е.А., Бородаев Ю.С., Бочарова Г.И. Редкие разновидности блёклых руд одного из золорудных месторождений // ЗВМО. 1986. № 3. С. 85–94.
- Коваленкер В.А., Тронева Н.В., Доброниченко В.В. Особенности состава главных рудообразующих минералов трубообразных рудных тел Кочбулакского месторождения // Методы исследования рудообразующих сульфидов и их парагенезисов. М.: Наука. 1980. С. 140–164.

- Коваленкер В.А., Цонев Д., Бресковска В.В, Малов В.С., Тронева Н.В. Новые данные по минералогии медноколчеданных месторождений Центрального Среднегорья Болгарии // Метасоматизм, минералогия и вопросы генезиса золотых и серебряных месторождений. М.: Наука. 1986. С. 91–110.
- 5. **Минералы.** Справочник. Москва. Издательства Академии Наук СССР. 1960. 617 с.
- Ненашева С.Н. Особенности состава теллурсодержащих блёклых руд. // Новые данные о минералах. М.: ООО "Альтум". 2009. Вып. 44. С. 34–44.
- Ненашева С.Н., Карпенко В.Ю., Паутов Л.А. Сульфидная минерализация месторождения Лебединое (Центральный Алдан). // Новые данные о минералах. М.: ООО "Альтум". 2010. Вып. 45. С. 60–66.

- Новгородова М.И., Цепин А.И., Дмитриева М.Т. Новый изоморфный ряд в группе блёклых руд // ЗВМО. 1978. № 1. С. 100–110.
- 9. Петровская Н.В. Самородное золото. М.: Наука. 1973. 347 с.
- 10. Сахарова М.С., Лебедева Н.В., Чубаров В.М. Первая находка редких минералов теллура – голдфилдита, раклиджита, самородного теллура // Докл. АН СССР. 1984. Т. 278. № 5. С. 1217–1220.
- 11. Спиридонов Э.М., Округин В.М. Селенистый голдфилдит новая разновидность блёклых руд // ДАН СССР. 1985. Т. 280. № 2. С. 476–478.
- 12. Спиридонов Э.М., Бадалов А.С. Эволюция состава блёклых руд вулканогенного месторождения Кайрагач в Восточном Узбекистане // Геология рудных месторождений. 1983. № 4. С. 108–114.

—— VI. ГАЗО-ГИДРОТЕРМАЛЬНЫЕ ПРОЦЕССЫ И РУДООБРАЗОВАНИЕ ————

# ПРЕДСУБДУКЦИОННОЕ ВУЛКАНОГЕННОЕ ПАЛЕОЗОЙСКОЕ ЖЕЛЕЗОНАКОПЛЕНИЕ УРАЛА

### © 2011 г. Г.С.Нечкин

Институт геологии и геохимии УрО РАН, nechkin@jgg.uran.ru

Эпиокеаническая часть Уральской палеозойской орогенической системы несет её главные эндогенные железорудные месторождения. Сама система в области насыщенной железом, состоит из серии субмеридиональных тектоно-магматических зон [Смирнов и др., 2003]. По природе своей зональность определяется эволюцией магматизма, а по морфологии и внутреннему состоянию - процессами аккреционного скучивания, завершавшимися коллизией. На восточном Урале крупные месторождения железа приурочены к двум зонам: Платиноносный поясу (Качканарские магнетитовые ферропироксениты) и Тагильской (Гороблагодатско-Высокогорские магнетитовые скарны). Здесь железоносен базальтоидный магматизм, концентрировавший железо во внутриплутонических, внутрисубдукционных и в околоинтрузивных, надсубдукционных позициях. Если допустить максимально возможную сохранность месторождений в их пострудной истории, что фактически не вероятно из-за прошедшего аккреционоколлизионного скучивания системы [Волчек и др. 2009], то и в этом случае рудогенная цепь остается не полной без учета околовулканического железонакопления, осуществимого в связи с собственно океанической, предсубдукционной флюидномагматической деятельностью. Такие обстановки могли существовать на Палеоуральском океаническом пространстве в позднем ордовике. Вулканические, толеитовые комплексы позднего ордовика Салатимской зоны, прилегающей к Платиноносному поясу с запада, кажутся именно такими, хотя и состоят, главным образом, из зеленых сланцев и бластомилонитов. Не смотря на то, что эта сланцевая зона по динамике сейсмоструктурного рисунка подобна глубинному надвигу [Соколов, 1996], именно здесь была выделена "грабеновая формация ордовика" как самостоятельная геоструктурная единица палеозоя открытого Урала, выделна поздно, лишь при смене геосинклинальной парадигмы [Иванов и др. 1974]. Предполагалось, что формация образовалась при заложении океанической структуры, развивавшейся при последовательном расширении континентального рифта, но в дальнейшем подверглась уничтожающему воздействию многих процессов. Её металлогения изучена слабо. Автор располагает некоторой информацией о потенциальной железоносности верхней,

зеленосланцевой части формации – на водоразделе Малого и Большого Ивделя, западнее ультрабазитового тела, фиксирующего зону Салатимского разлома. Здесь находятся глыбовые развалы гематитовых с магнетитом и магнетитовых кремнистых железных руд. Отдельные штуфы первой разности руд содержат до 68% рудного железа.

Рудовмещающий комплекс не обнажен в коренном залегании, но по геологическим данным разрез здесь наращивается с запада на восток. Подрудная часть разреза включает будинированные базальтоиды, представляющие собой линзы зеленокаменных пород с реликтами диабазовой и порфировой структур шириной 15-20 см, окруженные кварц-хлорит-эпидот-альбитовыми сланцами со стильпномеланом. Вероятно излившиеся базальтоиды в разрезе чередуются с вулкано-обломочными, поскольку околобудинные сланцы, указанного состава, часто разделены более меланократовыми однородными эпидот-хлоритовыми разностями сланцев. Последние содержат иглы текстурообразующего глаукофана и деструктурный стильпномелан, индивиды которого произвольно ориентированы в породе. Однородные сланцы связаны постепенными переходами с тонкополосчатыми, имеющими кварц-альбит-эпидот-хлоритового состава. Все сланцы насыщены сфеном и лейкоксеном, но рудные минералы макроскопически фиксируется в однородных и полосчатых разностях. Это или пылевидный гематит, плотно насыщающий меланократовые части полосчатых разностей, или разрозненные октаэдрические метабласты магнетита размером до 2 мм в поперечнике, как полностью оформленные с рубашками хлорита и чистым кварцем в тенях давления, так и не оформленные, насыщенные включениям эпидота, реже глаукофана. Магнетит более типичен для однородных сланцев, где фактически нет гематита, а глаукофан замещен хлоритом или стильпломеланом. Редкие разности однородных сланцев сложены текстурообразующим глаукофаном и гематитом, в них обычен кварц и лейкоксен.

Руды сплошные представляют собой гематитовые сланцы, близкого к глаукофановым текстурного рисунка и со сходной скульптурой поверхности сколов вдоль сланцеватости. Гематитовые пластинки в размерности около 0.05 мм плотно спрессованы друг с другом в параллельных плоскостях. По массе гематита редко разбросаны октаэдрические метабласты магнетита со средним размером 0.5 мм, замещавшие и частично деформировавшие при своем росте гематит. Бедные руды, связанные со сплошными постепенными переходами, – это неоднородный по размерности кварцевый субстрат со следующими взаимосвязанными формами распределения гематита и магнетита:

1. Уплощенные, линзоподобные, в срезах игловидные скопления пластинчатого гематита. В скоплениях пластины до 0.2 мм длины и 0.03 мм толщины собраны в параллельные струйки, отделенные друг от друга полосами кварца толщиной в одно зерно, образующими на срезах рисунок кирпичной кладки. Эти зерна кварца имеют ровные очертания, наполнены тонкодисперсным гематитом, здесь же располагаются цепочки мелких кристаллов апатита, также содержащих тонкодисперсный гематит. Пространство между скоплениями гематита занимают укрупненные зерна кварца с зубчатыми очертаниями, свободные от включений гематита. Кварц в этой позиции, видимо, перекристаллизован и гематит, содержавшийся в нем, "отогнан" к краям скоплений, где струйки его более плотные.

2. Неровные полосы толщиной 3–4 мм, плотно насыщенные пластинчатым гематитом, и разделенные такой же ширины полосами перекристаллизованного кварца. Зубчатый кварц продольно расщепляет полосы гематита. Метабласты магнетита размером до 0.5 мм одиночные или в виде цепочек располагаются в участках перекристаллизации кварца.

3. Метабласты магнетита размером до 1 мм, обычно не соприкасающиеся, размещаются не закономерно или в параллельных полосах, где они связаны струйками пластинчатого гематита. Магнетит окружен очищенным от гематита кварцем, с ним ассоциирует также свободный от гематитовых включений апатит. Глаукофан, обильно насыщающий гематитовые струйки и частично замещенный стильпномеланом в околомагнетитовом пространстве, почти отсутствует.

Надрудную толщу составляют светлые серицитхлоритовые и хлорит-серицит-кварцевые породы, не содержащие минералов железа. Среди них находятся серые и желтоватые плитчатые разности, фтанитоподобные, сложенные в основном халцедоном.

Описанный рудоносный комплекс может быть отнесен к вулканогенно-хемогенному, изначально представлявшему собой вулкано-обломочную толщу, накрытую и частично пропитанную железистокремнистым гелем, содержавшим фосфатное вещество. Метаморфизм в условиях повышенного бокового давления (стресс) привел к кристаллизации из геля парагенезиса глаукофан-гематит с включениями кварца и апатита, соответственно, линейных структур руд. Продолжаущимся метаморфогенным преобразованиям со снятием ориентированного давления обязаны своим происхождением метабластические магнетит и стильпномелан, очищенные кварц и апатит.

Рисунок руд сложный, но они явно могли принадлежать стратифицированным образованиям. Пока говорить о нахождении в разрезе выдержанных пластов не приходится, хотя они, несомненно, были и подверглись расчленению в последующей аккреционно-коллизионной истории. Предположение о первично пластовой форме руд может подтверждаться их океаническим образованием.

В составе "грабеновой формации" занимающей огромные пространства приводораздельного Урала, если исходить из вулканогенной природы рудного вещества, можно ожидать новых значительных железорудных скоплений.

Геодинамическую природу описываемых образований уточняют картины разрезов ордовика Салатимской зоны [Петров, 2007]. Г.А. Петровым подчеркивается, что в вулканогенном разрезе широко распространены диабазы дайкового комплекса, которые сходны с вулканитами по составу. Можно предположить, что в палеообстановке заглубленные плоскости дайковых контактовых поверхностей, как и предшествовавшие становлению даек магморазрывы, могли служить в качестве устойчивых глубинных флюидопроводников, замкнутых на грабен красноморского типа. Система такого грабена проявила свою полиметаллическую направленность позднее, к становлению шемурского комплекса.

Салатимская зона заслуживает изучения на потенциальную железоносность, хотя бы даже для того, чтобы углубиться в понимании её природы, природы сохранившихся вулканитов, их роли в железонакоплении. На современную поверхность, вероятно, выходит косой, в меридиональном отношении, срез зоны, что вызовет затруднения в установлении латеральных связей слагающих её элементов. Стратифицированные железорудные фрагменты, могут занимать в крутопадающем разрезе позицию кулис.

Исследования проведены по Программе фундаментальных исследований ОНЗ РАН на 2009– 2011 гг.

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Волчек Е.Н., Нечеухин В.М. Доколлизионные, синколлизионные и постколлизионные минеральные концентрации зон аккреционно-коллизионного скучивания Уральской палеозойской орогенной системы // Петрогенезис и рудообразование. X1V Чтения памяти акад. А.Н. Заварицкого. Институт геологии и геохимии УрО РАН. Екатеринбург, 2009. С. 13–16.
- Иванов С.Н., Перфильев А.С., Нечеухин В.М., Смирнов Г.А., Ефимов А.А., Ферштатер Г.Б. Палеозойская история Урала // Магматизм, метаморфизм, рудообразование в геологической истории

ВУЛКАНИЗМ И ГЕОДИНАМИКА, Екатеринбург, ИГГ УрО РАН, 2011

Урала. Изд. Уральского научного центра. Свердловск, 1974. С. 13–38. Петров Г.А. Условия формирования комплексов зо-

- Петров Г.А. Условия формирования комплексов зоны Главного Уральского разлома на Северном Урале. Изд. Уральского гос. горного ун-та. Екатеринбург, 2007. 181 с.
- 4. Смирнов В.Н., Ферштатер Г.Б., Иванов К.С. Схе-

ма тектоно-магматического районирования территории восточного склона среднего Урала // Литосфера, 2003, № 2. С. 40–56. Соколов В.Б. Покровно-надвиговое строение земной

5. Соколов В.Б. Покровно-надвиговое строение земной коры Урала и его значение для металлогении // Металлогения складчатых систем с позиций тектоники плит. Екатеринбург: УрО РАН, 1996. С. 102–112.

# О ГЕОХИМИЧЕСКОМ ЦИКЛЕ РТУТИ В СОВРЕМЕННЫХ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ГАЗО-ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ СИСТЕМАХ

© 2011 г. А. А. Нуждаев\*, С. Н. Рычагов\*, И. И. Степанов\*\*

\*Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский, envi@kscnet.ru \*\*ОАО "Александровская опытно-методическая экспедиция", Александров, stepanovvi@mail.ru

Исследование поведения ртути в различных геодинамических обстановках позволяет решать задачи, связанные с изучением тектоно-магматических процессов, совершенствованием методик поиска различных рудных месторождений, картированием источников углеводородного сырья и флюидопроводящих разломов, выявлением участков техногенных заражений окружающей среды тяжелыми металлами в районах мегаполисов и оценкой воздействия этих техногенных аномалий на природные системы [Сауков и др., 1972; Озерова, 1986; Фурсов, 1977; Степанов, Степанов, 2006]. Изучение поведения ртути в геотермальных районах показало, что она является индикатором температурного режима и проницаемости геологической структуры современных гидротермальных систем [Трухин и др., 1986]. Однако, более детальные исследования на гидротермальных системах Курило-Камчатской островной дуги позволили выявить новые особенности в распределении Нg: в высокотемпературных системах прогрессивного этапа развития ртуть может образовывать аномально высокие концентрации в различных частях разрезов до глубины 1500 м и более; в остывающих гидротермальных системах она практически полностью отгоняется из недр геологической структуры и накапливается вблизи дневной поверхности в аргиллизированных породах [Рычагов, Степанов, 1994]. Получение этого результата способствовало продолжению детального изучения распределения и поведения ртути в зоне гипергенеза геотермальных месторождений [Нуждаев и др., 2007; Рычагов и др., 2009; Rychagov et al., 2010]. В настоящей работе на примере Паужетско-Камбально-Кошелевского геотермального района Южной Камчатки и Северо-Парамуширского района (Северные Курильские острова) получены новые данные, позволяющие обсуждать модель геохимического цикла ртути в современных вулканических газо-гидротермальных системах.

Опробование всех типов пород, вмещающих гидротермальные системы (вулканогенноосадочных отложений фундамента, интрузивных, экструзивных, лав и туфов от среднего до кислого составов), показало, что гидротермально неизмененные породы содержат ртуть на уровне фоновых значений для Курило-Камчатского региона ((1.5–3.8) × 10<sup>-6</sup>% по [Леонова, 1979]). Увеличение концентраций Hg связано с проявлением гидротермально-метасоматических, тектонических и др. вторичных процессов. Гидротермально измененные породы, в целом, содержат повышенные концентрации ртути. Пропилиты и аргиллизированные породы, расположенные вне зоны прямого воздействия современных гидротерм (в палеогидротермальных системах), характеризуются как низкими содержаниями ртути, так и на порядок выше фоновых. В зоне непосредственного влияния современных высокотемпературных гидротермальных растворов пропилитизированные и аргиллизированные туфы обогащены ртутью – в среднем, на 1.5-2 порядка относительно фоновых значений для пород региона. Наиболее высокими содержаниями Нg характеризуются пропилитизированные ксенотуфы, содержащие пирит, карбонаты, цеолиты. Устойчивыми высокими значениями выделяются квари-алуляровые метасоматиты зоны перехода жидкость-пар (в среднем,  $(200-250) \times 10^{-60}$ ). Вторичные кварциты и монокварциты характеризуются крайне неравномерным распределением ртути, но, в целом, относительно высокими значениями. Отдельные высокие содержания ртути в кварцитах, вероятно, приурочены к рудным вкраплениям и прожилкам, а также участкам интенсивного химического выщелачивания этих пород. Все гидротермально-метасоматические образования (пропилиты, вторичные кварциты, гидротермальные глины, отдельные минералы и разнообразные солевые отложения) характеризуются повышенными концентрациями ртути – от n × 10<sup>-5</sup>% до n × 10<sup>-2</sup>% (рис. 1).

Изучение условий накопления и перераспределения ртути в различных типах новообразований позволяет рассматривать современные геотермальные процессы как мощный фактор привноса, миграции, накопления и перераспределения ртути в длительноживущих гидротермально-магматических системах и геотермальных месторождениях. Характер распределения ртути в различных типах новообразований на геотермальных месторождениях, отличающихся термодинамическими и физикохимическими параметрами, а также продолжительностью формирования (возрастом), свидетельствует о высокой динамике процессов миграции ртути в пределах гидротермально-магматических си-



Рис. 1. Средние содержания ртути в разных типах твердых отложений Паужетско-Камбально-Кошелевского (Южная Камчатка) и Парамуширского (Северные Курильские о-ва) геотермальных районов. 1 – Вмещающие неизмененные горные породы; 2 – гидротермально-метасоматические породы из зон воздействия современных гидротерм; 3 – солевые отложения, образующиеся на поверхности термальных полей; 4 – кремнисто-сульфидные корки, образующиеся на устьях высокотемпературных (до 150°С) паро-газовых струй; 5 – почвенно-пирокластические отложения с признаками аргиллизации; 6 – кремнистые и карбонатные новообразования на поверхности термальных полей; 7 – современные гидротермальные глины; 8 – тяжелая фракция шлиховых проб аллювия термоаномалий; 9 – пирит, выделенный из гидротермальных глин.

стем. На высокотемпературном прогрессивном этапе развития систем (геотермальных месторождений и приповерхностных термоаномалий) происходит интенсивный привнос, накопление и перераспределение ртути. Особую роль в диагностике этих процессов играет зона гипергенеза геотермальных систем. На регрессивном этапе происходит дальнейшая отгонка ртути из недр термоаномалий, но, в основном, - накопление ее в близповерхностном горизонте гидротермальных глин на субаквальном (сульфидном) геохимическом барьере и постепенная миграция ртути за пределы термальных полей. Изучение почвенно-пирокластических отложений на площади геотермальных месторождений – в пределах и вне термальных полей – показало, что аргиллизация (превращение коренных пород и обломочных отложений в гидротермальные глины под воздействием трещинно-поровых гидротермальных растворов) служит прямым фактором концентрирования ртути. Характер распределения и динамика процессов миграции ртути в гидротермальных глинах отражают относительный возраст (зрелость) гидротермальных глин и термальных полей. Так, гидротермальные глины термальных полей Кошелевского вулканического массива, находящиеся на прогрессивном этапе развития [Рычагов, 2003], содержат ртуть в высоких концентрациях по всему разрезу толщи глин. Толща гидротермальных глин, залегающих вблизи дневной поверхности, на прогрессивном этапе развития термоаномалии аккумулирует ртуть, на регрессивном служит своеобразным источником ртути в ее геохимическом цикле. Учитывая уровни концентраций ртути в различных типах отложений и объемы пород, вовлеченных в активные гидротермальнометасоматические и газо-гидротермальные процессы, можно утверждать, что базовым источником ртути могут служить горные породы, вмещающие гидротермальные системы и геотермальные месторождения. Однако, установлено, что ртуть в виде комплексных соединений и, вероятно, в атомарной форме входит в состав газо-водных флюидов (Кошелевский вулканический массив) и глубинных термальных вод (Паужетское геотермальное месторождение) [Рычагов и др., 2011], что может предполагать возможность переноса ртути глубинным флюидом. Область генерации этого флюида, исходя из геолого-геофизических, изотопногеохимических и др. данных для Кошелевской гидротермально-магматической системы, соответствует нижней коре или верхней мантии.

Таким образом, на основании обобщения данных по изучению поведения ртути в разных видах отложений и в разных геологических структурах, предлагается следующая концептуальная геологогеохимическая модель геохимического цикла рту-

ВУЛКАНИЗМ И ГЕОДИНАМИКА, Екатеринбург, ИГГ УрО РАН, 2011

ти в структуре гидротермально-магматической системы и геотермального месторождения. Нд транспортируется из нижних высокотемпературных горизонтов системы в составе гидротермальных растворов и перегретой паро-газовой смеси. Нд может активно экстрагироваться из вмещающих гидротермально-метасоматических пород за счёт циркуляции трещинно-поровых растворов и постепенно отгоняется из недр гидротермальномагматических систем в зону гипергенеза. Зона гипергенеза высокотемпературных геотермальных месторождений прогрессивного этапа развития служит эффективным геохимическим барьером ртути. Здесь происходит накопление Hg в течение прогрессивного ("кошелевского") и, вероятно, экстремального ("мутновского") этапов. При остывании системы ("паужетский" и "паратунский" этапы) Нд отгоняется из её недр и из нижних слоев близповерхностной толщи гидротермальных глин – вплоть до фоновых значений. Происходит "вымывание" Hg из глин, кремнистых и др. осадков и транспорт её за пределы термоаномалий глубинными (скважинными), смешанными и метеорными водами. Далее, определённая часть ртути поступает с инфильтрационными водами в недра гидротермальной системы. Образуется конвективная саморегулирующаяся система, в которой Нg служит элементом-индикатором температуры, динамики, физико-химических свойств теплоносителя и относительного возраста (зрелости) гидротермальномагматической системы, геотермального месторождения и термальных полей.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проекты 09-05-00022a, 10-05-00009a).

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. **Леонова Л.Л.** Геохимия четвертичных и современных вулканических пород Курильских остравов и Камчатки // Геохимия. 1979. № 2 С. 179–197

- Нуждаев А.А., Рычагов С.Н., Степанов И.И. Ртуть в зоне гипергенеза геотермальных месторождений (Южная Камчатка) // Материалы Всероссийской научной конференции (с участием иностранных ученых) "Проблемы геохимии эндогенных процессов и окружающей среды", 24–30 сентября 2007 г. Иркутск, 2007, т. 3, с. 82–86.
- 3. **Озерова Н.А.** Ртуть и эндогенное рудообразование. Москва: Наука, 1986. С. 231
- Рычагов С.Н. Эволюция гидротермально-магматических систем островных дуг // Автореф. дис. докт. геол.-мин. наук. М.: ИГЕМ РАН, 2003. 50 с.
- 5. Рычагов С.Н., Нуждаев А.А., Степанов И.И. Поведение ртути в зоне гипергенеза геотермальных месторождений (Южная Камчатка) // Геохимия. 2009. № 5. С. 533–542.
- 6. Рычагов С.Н., Степанов И.И. Гидротермальная система вулкана Баранского, о-в Итуруп: особенности поведения ртути в недрах // Вулканология и сейсмология. 1994. № 2. С. 41–52.
- Рычагов С.Н., Нуждаев А.А., Степанов И.И. Ртуть как индикатор современной рудообразующей газогидротермальной системы (Камчатка) // Геохимия, 2011 (в печати).
- 8. Сауков А.А., Айдиньян Н.Х., Озерова Н.А. Очерки геохимии ртути. Москва: Наука, 1972.С.336
- Степанов И.И., Степанов В.И. Мониторинг объемных диформаций поверхностных горных пород – один из инструментов оценки региональной геодинамической ситуации // Материалы научнотехнической конференции "Геофизический мониторинг Камчатки" 17–18 января 2006, Петропавловск-Камчатский. С. 83–86.
- Трухин Ю.П., Степанов И.И., Шувалов Р.А. Ртуть в современном гидротермальном процессе. М.: Наука, 1986. 199 с.
- Фурсов В.З. Ртуть индикатор при геохимических поисках рудных месторождений. Москва: Недра, 1977.С.144
- Rychagov S.N., Nuzhdaev A., Stepanov I.I. Mercury as an indicator of temperature and geochemical barriers in hypergenesis zone of geothermal deposits (Kamchatka) // Proceedings World Geothermal Congress 2010. Bali, Indonesia, 25–29 April 2010.
#### —— VI. ГАЗО-ГИДРОТЕРМАЛЬНЫЕ ПРОЦЕССЫ И РУДООБРАЗОВАНИЕ ———

## КРУПНЕЙШИЕ ГАЗО-ГИДРОТЕРМАЛЬНЫЕ СИСТЕМЫ И ПАРОДОМИНИРУЮЩИЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ МИРА: СТРОЕНИЕ, ГЕОТЕРМАЛЬНЫЕ РЕСУРСЫ, МИНЕРАЛО-РУДООБРАЗОВАНИЕ

## © 2011 г. С. Н. Рычагов

Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский, rychsn@kscnet.ru

В мире изучено немного пародоминирующих геотермальных месторождений, мощность которых оценивается более чем в 200-300 МВт<sub>э</sub>. Все они приурочены к газо-гидротермальным системам областей современного и четвертичного вулканизма. К наиболее известным из таких систем относятся Гейзерс (США), Лардерелло-Травале (Италия), Матсукава и Какконде (Япония), Камоджанг и Дараджат (Индонезия) [Lund et al., 2005; Norton, Hulen, 2001; Bertani et al., 2005; Nakamura et al., 1970; Rejeki et al., 2010]. Гейзерс является самым крупным в мире, преимущественно паровым, резервуаром и располагается на границе плиоцен-голоценового вулканического поля Ясное Озеро в зоне влияния трансатлантического разлома Сан-Андреас. Современная парогазовая система наследует палеогидротермальную, приуроченную к батолиту четвертичных гранитоидов и имевшую преимущественно жидкую фазу в составе теплоносителя. Постепенное остывание батолита привело к созданию двухярусной структуры системы: до глубины 2-2.5 км от дневной поверхности преобладает паро-газовая фаза, при ее охлаждении и конденсации растворы инфильтруются по разуплотненным (как правило, трещинно-брекчиевым высокопористым) породам на более глубокие уровни. Нижний высокотемпературный водоносный горизонт формируется непосредственно в апикальных частях батолита и накладывается на палеогидротермальную систему, которая выделяется за счет широкого развития вторичных кварцитов и кварцадуляровых жил. В целом, характерными особенностями крупнейших газо-гидротермальных систем и пародоминирующих месторождений являются: пространственная и, возможно, генетическая связь восходящего конвективного теплового потока с горячими (остывающими) магматическими телами, преобладание в составе газовой фазы флюидных потоков СО<sub>2</sub>, группы сернистых или кислых газов, участие водорода, азота, метана, тяжелых углеводородов; наличие мощных зон перегретого пара, приуроченных к апикальным частям многофазных интрузий, а также зонам глубинных разломов или участкам сочленения крупных региональных блоков, обладающих контрастными петрофизическими свойствами пород. На основе обобщения данных по этим системам показано положение источников теплового (флюидного) питания газо-гидротермальных систем и рассмотрены условия формирования геотермальных ресурсов в этих уникальных геологогидрогеологических структурах.

В Курило-Камчатском регионе к таким структурам, помимо Узон-Гейзерной, относится длительноживущая Кошелевская гидротермальномагматическая система, эволюционирующая с олигоцен-миоценового по голоценовое время в недрах одноименного вулканического массива. Массив состоит из пяти сросшихся стратовулканов и расположен на южной оконечности Камчатки в зоне сочленения трех основных вулканических поясов (Восточно-, Центрально- и Западно-Камчатского) и на пересечении сквозькоровых региональных разломов [Долгоживущий..., 1980]. В центральной части массива к экструзивно-субвулканическому комплексу голоценового вулкана Валентин приурочены Верхне-Кошелевские паро-газовые струи и термоаномалия тепловой мощностью 50 Гкал/сек [Вакин и др., 1976]. На западном склоне массива на пересечении выделяемых по геолого-геофизическим и геохимическим данным глубинных разломов образована Нижне-Кошелевская термоаномалия, вынос тепла на дневную поверхность оценивается в 25 Гкал/сек [Вакин и др., 1976]. В районе этой термоаномалии на основании поисково-разведочных работ и глубокого бурения выделено Нижне-Кошелевское геотермальное месторождение прогнозной мощностью 90 МВт<sub>э</sub>. Основной особенностью месторождения является наличие зоны перегретого пара, расширяющейся на глубину более 1.5 км. В области выклинивания зоны пара на дневной поверхности расположено термальное поле размером примерно 300 × 500 м. Здесь разгружаются гидрокарбонатно-сульфатные аммониевые щелочно-метальные воды, температура паровых струй достигает 120-130°C, характерны пульсирующие источники, грязевые и грязе-водные котлы. В составе газов, помимо углекислого, присутствуют метан (до 67 об.% в отдельных блоках месторождения), азот, сероводород и целый ряд углеводородов, вплоть до тяжелых [Лебедев, Никитина, 1980; Поздеев, Нажалова, 2008]. На основании изотопных данных по гелию и стронцию предполагается влияние нижнекорового или мантийного источника флюидов на формирование этой газогидротермальной системы [Поляк, 1979; Кононов,

1983]. Температуры паро-газовых струй на Верхне-Кошелевской термоаномалии достигают 150°С. Для термоаномалии характерен концентрированный вынос тепла по дуговому разлому (вдоль ручья Тартарары), ограничивающему термоаномалию с востока, за счет внедрения многочисленных струй газа в верхний водоносный горизонт. В составе газовой фазы преобладает группа кислых газов, что дополнительно свидетельствует о наличии неглубоко залегающего горячего субвулканического тела диоритов-габбродиоритов. В целом, Кошелевская гидротермально-магматическая (газогидротермальная) система характеризуется прогрессивным этапом развития, высокими Р-Т параметрами восходящего паро-газового теплоносителя и наличием магматических источников глубинного питания [Рычагов, 2003]. Кроме того, считается, что Верхне- и Нижне-Кошелевская разгрузки парогидротерм имеют гидродинамическую связь и могут образовывать единое геотермальное месторождение [Вакин и др., 1976; Поздеев, Нажалова, 2008]. В этом случае прогнозные ресурсы Кошелевского геотермального месторождения составят не менее 300 МВт электрической мощности.

В настоящем докладе на основе обобщения данных, опубликованных в открытой печати, фондовых материалов и результатов, полученных в последние годы сотрудниками Южнокамчатско-Курильской экспедиции ИВиС ДВО РАН, обсуждаются модели геологического строения газо-гидротермальных структур (пародоминирующих систем), локализованных в недрах Кошелевского вулканического массива. Показано, что восходящий высокотемпературный газо-водный поток, а также все типы смешанных вод и современные минеральные новообразования в зоне гипергенеза геотермальных аномалий участвуют в процессах транспорта, накопления и перераспределения комплексных соединений многих металлов (Fe, Au, Ag, Ti, Hg, As, Sb, др.). Вероятно, современные газо-гидротермальные системы и пародоминирующие месторождения отражают условия зарождения мезо-, эпитермальных и Au-Ag-Cu-Mo-...порфировых месторождений.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проекты 09-05-00022a, 10-05-00009a).

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Вакин Е.А., Декусар З.Б., Сережников А.И., Спиченкова М.В. Гидротермы Кошелевского вулканического массива // Гидротермальные системы и термальные поля Камчатки. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1976. С. 58–84.
- Долгоживущий центр эндогенной активности Южной Камчатки. М.: Наука, 1980. 172 с.
- Кононов В.И. Геохимия термальных вод областей современного вулканизма (рифтовых зон и островных дуг) // Труды ГИН, вып. 379. М.: Наука, 1983. 216 с.
- 4. Лебедев М.М., Декусар З.Б. Проявление углеводородов в термальных водах Южной Камчатки // Вулканология и сейсмология. 1980. № 5. С. 93–97.
- 5. Писарева М.В. Зона природного пара Нижнекошелевского геотермального месторождения // Вулканология и сейсмология. 1987. № 2. С. 52–63.
- 6. Поздеев А.И., Нажалова И.Н. Геология, гидродинамика и нефтегазоносность Кошелевского месторождения парогидротерм, Камчатка // Вулканология и сейсмология. 2008. № 3. С. 32–45.
- 7. Поляк Б.Г., Толстихин И.Н., Якуцени В.П. Изотопный состав гелия и тепловой поток – геохимический и геофизический аспекты тектогенеза // Геотектоника. 1979. № 5. С. 3–23.
- 8. **Рычагов С.Н.** Эволюция гидротермально-магматических систем островных дуг // Автореф. дис. докт. геол.-мин. наук. М.: ИГЕМ РАН, 2003. 50 с.
- Bertani R., Bertini G., Cappetti G. et al. An update of the Larderello-Travale/Radicondoli Deep Geothermal System // Proceedings World Geothermal Congress 2005. Antalya, Turkey. CD.
- Lund J.W., Bloomquist R.G., Boyd T.L., Renner J. The Unated States of America Country Update // Geothermal and Mineral Recources of Modern Volcanism Areas (Proceedings of the International Kuril-Kamchatka Field Workshop, July 16 – August 6, 2005). Petropavlovsk-Kamchatsky: OTTISK, 2005. P. 25–50.
- Nakamura H., Sumi K., Katagiri K. and Iwata T. The geological environment of Matsukawa geothermal area, Japan // Geothermics. 1970. V. 2. Part 1. P. 221–231.
- 12. Norton D.L., Hulen J.B. Preliminary numerical analysis of the magma-hydrothermal history of the Geysers geothermal system, California, USA // Geothermics. 2001. V. 30. P. 211–234.
- Rejeki S., Rohrs G., Nordquist G., Fitriyanto A. Geologic Conceptual Model Update of the Darajat Geothermal field, Indonesia // Proceedings World Geothermal Congress 2010. Bali, Indonesia. CD.

## ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ВУЛКАНОГЕННЫХ КОЛЧЕДАННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЮЖНОГО УРАЛА В СОПОСТАВЛЕНИИ С ГЛОБАЛЬНЫМИ ТИПАМИ

## © 2011 г. И.Б.Серавкин

Институт геологии УНЦ РАН, г.Уфа, seravkin@anrb.ru

1. Вулканогенные колчеданные месторождения Южного Урала подразделяются автором на 4 типа (рис. 1).

2. В работах А.М.Косарева [2009 и др.], автора [Серавкин, 2007 и др.] и совместных публикациях [Серавкин и др., 2003; Косарев и др., 2003; 2005]

рассмотрены петролого-геохимические особенности рудовмещающих комплексов офиолитовой ассоциации (O-S), баймак-бурибаевской ( $D_1e$ ), киембаевской ( $D_1e$ ), ирендыкской ( $D_1e-D_2$  ef), карамалыташской ( $D_2$  ef) и улутауской ( $D_2$  zv- $D_3$  f) свит, позволившие: а) выделить петрогенетические се-

Таблица 1. Сопоставление современных обстановок формирования сульфидных отложений в Мировом океане с различными типами древних колчеданных месторождений

	Основные геодинамические обстановки и состав современных сульфидных отложений на дне Мирового океана [Бортников, Викентьев, 2005]					Основные типы древних колчеданных месторождений		
амические	rahoexxv	ции вмеща- < пород	ет торие Ссновные рудные минералы		Б сульфидных отложений и	Основные мировые типы [Hutchinson, 1973:	Основные т автором	ипы, выделенные на Южном Урале
Геодина	000	Ассоциа ющия	сульфидных отложении	Металло специя	их местополо- жение	Large, 1977]	Типы	Примеры месторождений
	ифты	INDTH	Пирротин, пирит, марказит, сфалерит, вюртцит, халькопирит, изокубанит, борнит, дигенит, ковеллин, галенит.	-Cu	Брокен-Спур (САХ)			
Хи	Hele p	5a38	Пирит, изокубанит, халькопирит, сфалерит, вюртцит, марказит, пирротин, ковеллин.	Z	ВТП 17°5' - 21° 30,2' ю.ш.	Кипрский (?)		
Рифты СОУ	окраинноконтиненталь	Серпентиниты	Пирротин, сфалерит, халькопирит, изокубанит, пирит, марказит, борнит, пентландит, дигенит, ковеллин, халькозин. Пирротин, изокубанит, халькопирит, сфалерит, пирит, марказит, борнит, халькозин, дигенит, ковеллин, магнетит.	Zn - Cu - (Co)	<sup>Логачев</sup> Рейнбоу ВСАХ		Ивановский	Ивановское, Дергамышское, Ишкининское
		Осадочные породы	Пирротин, пирит, марказит, сфалерит, халькопи- рит, изокубанит, галенит Пирротин, сфалерит, халькопирит, галенит	Zn - Cu - (Pb)	Мидл Велью (хр. Хуан-де-Фука) Гуаймас (Калифор- нийский залив)	Бесси		Зимнее
Островодужные системы	Задуговые бассейны	Базальты	Сфалерит, вюртцит, пирит, марказит, халькопи- рит, галенит, сульфосоли Ag и Sb. Пирит, сфалерит, марказит, халькопирит, борнит, ковеллин. Пирротин, сфалерит, пирит, марказит, изокуба- нит, халькопирит.	Zn - Cu	Венский лес (Ма- рианская дуга) Лау-север Лау-центр	Кипрский	Домбаровский	Летнее, Осеннее, Левобережное
		Базальты- риодациты	Сфалерит, галенит, пирит, марказит, халькопирит, теннантит.	Zn - Pb - Cu	Джейд (трог Окинава)	Уральский	Уральский I Уральский II	Юбилейное, Бурибайское Учалинское, Сибайское
		Базальты-анде- зиты-риолиты	Пирит, марказит, сфалерит, галенит, теннантит, халькопирит, изокубанит, Pb-As сульфосоли. Халькопирит, борнит, сфалерит, теннантит.	Zn - Pb - Cu	Белая церковь (Лау-юг) Пак-Манус	или норанды	Уральский III	Узельгинское, Подольское, Гайское
	OCTPOBHLIE	Риодациты	Сфалерит, галенит, пирит, халькопирит, борнит, ковеллин, теннантит, тетраэдрит, марказит.	Zn - Pb - Cu	Суйо (Идзу-Бонинская дуга)	Куроко	Баймакский	Бакр-тау Таш-тау Балта-тау Джусинское



Уральский Cu-Zn-колчеданный тип (II и III подтипы)



Рис. 1. Геологические модели колчеданных месторождений различных типов [Серавкин, 2007, с дополнениями]. Ивановский тип: І – ранняя (рудная), ІІ – поздняя пострудная стадии. Домбаровский тип: І – ранняя (железоокисная), ІІ – поздняя (основная сульфидная) стадии. Уральский тип: І – основная рудная стадия, ІІ – поздняя рудная стадия (в месторождениях III уральского подтипа); А – принципиальная модель рудогенерирующей вулканической постройки; Б – модель медно-цинковоколчеданной залежи уральского типа; цифры в кружках: І – зона рудоподводящего канала; 2–4 – область рудоотложения: 2 – зона раздробленных вулканитов, замещаемых сульфидами, 3 – локальная депрессия морского дна, заполненная сульфидными и терригенными илами, 4 – зона отложения слоистых вулканогенно-осадочных руд. Баймакский тип: І – ранний медно-цинковоколчеданный, ІІ – поздний, золото-барит- полиметаллический этапы.

рии вулканитов (толеитовую, магнезиальную, магнезиальную известково-щелочную, известково-щелочную, высокоглиноземистую известковощелочную и субщелочную); б) совместно с геологическими данными установить основные геодинамические обстановки формирования рудоносных комплексов: в океанических предостроводужных условиях – офиолитовая ассоциация зоны ГУР, трогах фронтальных и задуговых бассейнов – базальтовые комплексы баймак-бурибаевской и киембаевской свит, в предостроводужном (раннеостроводужном) троге - бимодальный комплекс баймакбурибаевской свиты, в интрадуговом спрединговом бассейне - бимодальный комплекс карамалыташской свиты, в островодужных условиях - последовательно дифференцированные комплексы баймак-бурибаевской, ирендыкской, карамалыташской свит; в) сопоставить геодинамику колчеданообразования Южного Урала с глобальными современными и древними обстановками (табл. 1).

3. Колчеданообразование всех выделенных на Южном Урале типов происходило в различных обстановках островодужного режима, под влиянием зоны субдукции восточного падения. Наиболее продуктивными были дифференцированные бимодальные базальт-риолитовые и непрерывные базальт-андезит-риолитовые комплексы, с формированием которых связано образование месторождений уральского типа. Менее продуктивны офиолитовая ассоциация (ивановский тип), базальтовый комплекс киембаевской свиты (домбаровский тип) и известково-щелочной андезибазальтандезит-риолитовый комплекс Баймакского блока (баймакский тип). Различия продуктивности колчеданообразования в островодужных обстановках определялись строением блоков коры и структурно-палеовулканологической зональностью колчеданоносных зон (поясов). Наиболее продуктивными являются блоки с мощным базальтовым основанием.

4. Колчеданоносные пояса Магнитогорской мегазоны обладают структурно-палеовулканологической зональностью, заключающейся в усложнении состава рудоносных комплексов по их простиранию, коррелирующемся с рассредоточением оруденения и уменьшением общего объёма рудного вещества.

Состав руд колчеданных месторождений прямо зависит от состава рудоносных комплексов, изменяясь от Co-Ni-Cu-колчеданного в ультрабазитах, к Zn-Cu-колчеданному в базальтах, далее – к Cu-Zn-колчеданному в бимодальных и последовательно дифференцированных комплексах на мощном базальтовом основании и к Au-Ba-Pb-Cu-Znколчеданному в последовательно дифференцированных комплексах, сформированных на сиализированном основании.

Петролого-геохимический аспект зональности колчеданоносных поясов заключается в закономерной смене по простиранию вулканитов толеитовых и толеитовых островодужных серий – известково-щелочными и субщелочными, соответственно, продуктивность вулканогенных комплексов на колчеданное оруденение находится в целом в обратной зависимости от содержаний TiO<sub>2</sub>, Zr и отношения La/Yb.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- 1. Бортников Н.С., Викентьев И.В. Современное сульфидное полиметаллическое минералообразование в Мировом океане // Геол. рудн. месторожд. 2005. № 1. С. 16–50.
- Косарев А.М. Вулканизм позднеэмсского возраста Домбаровской зоны задугового спрединга: петролого-геохимические и геодинамические аспекты // Геологический сборник № 8. Информационные материалы. ИГ УНЦ РАН. Уфа: ДизайнПолиграф-Сервис, 2009. С. 112–119.
- Косарев А.М., Знаменский С.Е., Серавкин И.Б., Родичева З.И. Особенности химизма вулканитов Вознесенско-Присакмарской зоны // Геологический сборник № 3. Информационные материалы / ИГ УНЦ РАН. Уфа, 2003. С. 152–161.
- Косарев А.М., Пучков В.Н., Серавкин И.Б. Петролого-геохимические особенности раннедевонско-эйфельских островодужных вулканитов Магнитогорской зоны в геодинамическом контексте. Литосфера № 4, 2005. С. 22–42.
- Серавкин И.Б. Вулканогенные колчеданные месторождения Южного Урала // Геодинамика, магматизм, метаморфизм и рудообразование / Отв. ред. Н.П. Юшкин, В.Н. Сазонов: Сборник научных трудов. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2007. С. 638–669.
- Серавкин И.Б., Косарев А.М., Знаменский С.Е. и др. Путеводитель южноуральской геологической экскурсии (13–18 сентября 2003 г.) II Всероссийский симпозиум по вулканологии и палеовулканологии: вулканизм и геодинамика. Екатеринбург: ИГиГ УрО РАН, 2003. 70 с.
- Hutchinson R.W. Volcanogenic sulfide deposits and their metallogenic significance: Economic Geology. 1973. V. 68. P. 1223–1246.
- Large R.S. Chemical evolution and zonation of massive sulphide deposits in volcanic terrains // Econ. geol. 1977. V. 72. № 4. P. 549–572.

#### ———— VI. ГАЗО-ГИДРОТЕРМАЛЬНЫЕ ПРОЦЕССЫ И РУДООБРАЗОВАНИЕ ————

## АРГИЛЛИЗАЦИЯ ПОРОД ЖЕЛЕЗОСОДЕРЖАЩИМИ ГИДРОТЕРМАМИ

#### © 2011 г. Т. П. Стримжа

СФУ Институт горного дела, геологии и геотехнологий, Красноярск, strimja@yandex.ru

Тема о высвобождении свободного кислорода при процессах метасоматоза и рудного метасоматоза автором рассматривалась ранее [Стримжа, 2007; 2010]. Используя "кислородный метод" (метод Т. Барта) [Четвериков, 1956] и результаты химических силикатных анализах горных пород можно говорить не только о выносе элементов (кислорода), но и о их привносе.

В диссертационной работе Середенко Г.А. "Золотоносность кор выветривания заангарской части Енисейского кряжа" (1987) на результатах химических анализов показано перераспределение породообразующих окислов в профиле выветривания различных пород с образованием пестрых бесструктурных глин состава: каолинит, гидрослюды, кварц, гидрогетит, лимонит.

Химические анализы пород кординской свиты (рудовмещающие для месторождений золота на Енисейском кряже – Олимпиадинское, Оленье и др.), приведенные в диссертации, пересчитаны по методу Барта. При привносе Fe<sup>3+</sup>, Al(Si), OH и, соответственно, выносе K(Na), Ca, Mg, Fe<sup>2+</sup>, C, S формируются аргиллизиты [Методика ..., 1981]. Ниже приведены формулы пород.

Сульфидизированные сланцы: серые кварцсерицитовые туфосланцы, филлиты, алевролиты: кварц, серицит, биотит, полевые шпаты, углеродистое вещество, пирит, ильменит, сфен. Аргиллизиты (бурые глины, иногда с реликтами брекчиевой текстуры): каолинит, маршаллит, гидрослюды, гидрогетит (табл. 1).

Углеродистые породы: переслаивание углеродистых сульфидизированных и карбонатизированных тонкослоистых алеврито-глинистых сланцев и хлоритизированных метатуфов: кварц, серицит, хлорит, биотит, плагиоклазы, карбонаты, сульфиды, актинолит, акцессории. Аргиллизиты: красно-бурые алевритистые глины с кварц-лимонитовыми линзами и прослоями: кварц, лимонит, гидрослюды, каолинит, гидрогетит, окислы Mn, акцессории (табл. 2).

Рудные метасоматиты: сульфидизированные метасоматиты: кальцит, кварц, мусковит, сульфиды, золото, шеелит. Аргиллизиты: бурые структурные лимонит-кварцевые рыхлые образования: кварц, ожелезненные слюды, гидроокислы Fe и Mn, монтмориллонит, золото, охры As и Sb (табл. 3).

Карбонатные породы: кварц-слюдисто-карбонатные породы: кальцит, кварц, мусковит, сульфиды, золото, шеелит. Аргиллизиты: бурые глинистые алевролиты с 10–20% обломков пород: кварц, гидрослюды, монтмориллонит, гетит, лимонит, карбонаты (табл. 4).

#### Таблица 1.

Породы	Формула породы	Привнос	Вынос
Сланцы (19)	$K_4Na_{20}Ca_4Mg_{42}Fe^{2+}{}_{39}Fe^{3+}{}_{13}Al_{159}Si_{539}C_{20}[O_{1407}OH_{178}S_{15}]$	Fe <sup>3+</sup> , Al, Si, OH	Na, Ca, Mg, C, Fe <sup>2+</sup> ,
Аргиллизиты (21)	$K_7Na_6Ca_1Mg_4Fe^{2+}_4Fe^{3+}_{112}Al_{425}Si_{805}C_4[O_{1392}OH_{208}S_0]$		O, S

#### Таблица 2.

Породы	Формула породы	Привнос	Вынос
Углеродистые породы (9)	$K_{15}Na_{49}Ca_{67}Mg_{61}Fe^{2+}{}_{84}Fe^{3+}{}_{20}Al_{121}Si_{347}C_{136}[O_{1298}OH_{280}S_{22}]$	Fe <sup>3+</sup> , Si, Al, OH	K, Na, Ca, Mg, Fe <sup>2+</sup> ,
Аргиллизиты (18)	$K_2Na_8Ca_3Mg_5Fe^{2+}_4Fe^{3+}_{80}Al_{142}Si_{494}C_5[O_{1138}OH_{461}S_1]$		0, S

#### Таблица 3.

Породы	Формула породы	Привнос	Вынос
Метасоматиты (34)	$K_{21}Na_2Ca_{161}Mg_{32}Fe^{2+}_{29}Fe^{3+}_{6}Al_{76}Si_{414}C_{171}[O_{1493}OH_{75}S_{32}]$	Fe <sup>3+</sup> , Al, Si, O	Ca, Mg, Fe <sup>2+</sup> , C,
Аргиллизиты (70)	$K_{25}Na_5Ca_5Mg_{13}Fe^{2+}{}_{1}Fe^{3+}{}_{49}Al_{86}Si_{665}C_1[O_{1557}OH_{42}S_2]$		OH, S

#### Таблица 4.

Породы	Формула породы	Привнос	Вынос
Карбонатные (49)	$K_{23}Na_5Ca_{168}Mg_{29}Fe^{2+}{}_{24}Fe^{3+}{}_{10}Al_{92}Si_{397}C_{165}[O_{1461}OH_{127}S_{12}]$	Fe <sup>3+</sup> , Si,O	K, Ca, Mg, Fe <sup>2+</sup> , Al,
Аргиллизиты (58)	$K_{14}Na_5Ca_3Mg_6Fe^{2+}{}_2Fe^{3+}{}_{32}Al_{50}Si_{699}C_2[O_{1540}OH_{56} S_4]$		C, OH, S

#### СТРИМЖА

Породы	Формула породы	Привнос	Вынос
Сланцы (25)	$K_{28}Na_{11}Ca_{127}Mg_{33}Fe^{2+}{}_{35}Fe^{3+}{}_{10}Al_{125}Si_{424}C_{121}[O_{1456}OH_{111}S_{33}]$	Fe <sup>3+</sup> , Si, OH	K, Na, Ca, Mg, Fe <sup>2+</sup> ,
Аргиллизиты (30)	$K_{22}Na_3Ca_7Mg_{13}Fe^{2+}{}_3Fe^{3+}{}_{53}Al_{110}Si_{611}C_2[O_{1448}OH_{150}S_2]$		Al, O, S

#### Таблица 5.

582

#### Таблица 6.

Породы	Формула породы	Привнос	Вынос
Диафториты (14)	$K_{46}Na_{44}Ca_{27}Mg_{43}Fe^{2+}{}_{28}Fe^{3+}{}_{40}Al_{173}Si_{536}[O_{1507}OH_{72}S_{21}]$	Fe <sup>3+</sup> ,OH	K, Na, Ca, Mg, Fe <sup>2+</sup> ,
Аргиллизиты (13)	$K_{89}Na_{85}Ca_{53}Mg_{84}Fe^{2+}{}_{55}Fe^{3+}{}_{80}Al_{167}Si_{415}[O_{1435}OH_{183}S_2]$		Al, Si, O, S
	• • • • • • • • • • • • • • • • • • • •		

Минерализованные сланцы: сульфидизированные углеродистые карбонат-слюдисто- кварцевые сланцы: кварц, карбонаты, серицит, биотит, гранаты, графит, пирит, пирротин, ильменит, турмалин. Аргиллизиты: красно-бурые, лиловые, часто алевритистые структурные глины с реликтами выветрелых сланцев: кварц, гидрослюды, гематит, лимонит, каолинит, окислы Mn (табл. 5).

Сульфидизированные диафториты: хлоритсерицит-кварцевые тонко-рассланцованные диафториты: кварц, серицит, хлорит, хлоритоид, биотит, рутил, лейкоксен, сульфиды. Аргиллизиты: буровато-коричневые суглинки с реликтами сланцевато-полосчатых текстур: гидрослюды, кварц, гидрохлорит, гидрогетит, лимонит (табл.6).

Аргиллизация пород разного состава может осуществляться за счет привноса Fe<sup>3+</sup>, Al (Si), OH железосодержащими гидротермами.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- 1. Методика изучения гидротермально-метасоматических образований / В.Е. Плющев, О.П. Ушаков, В.В. Шатов и др. Л.: Недра, 1981. 261 с.
- Стримжа Т.П. Метасоматоз с выделением свободного кислорода //Петрология магматических и метаморфических комплексов. Тез. докл. Томск: ТГУ, 2007 с. 149–152.
- Стримжа Т.П. Модель рудного метасоматоза (Енисейский кряж, Горевское месторождение) // Геология и полезные ископаемые Красноярского края. Красноярск: ГПКК КНИИГиМС, 2007. С. 174–177.
- Стримжа Т.П. Свободный активный (ионный) кислород, высвобождающийся из минералов горных пород при процессах метасоматоза // Магматизм и метаморфизм в истории Земли. Тез. докл. XI Всеросс.о петрограф. совещ. Екатеринбург, 2010. С. 268–269.
- 5. Четвериков С.Д. Руководство к петрохимическим пересчетам. М.: Госгеолтехиздат, 1956. 245 с.

#### —— VI. ГАЗО-ГИДРОТЕРМАЛЬНЫЕ ПРОЦЕССЫ И РУДООБРАЗОВАНИЕ ———

## СВЯЗЬ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ЯВЛЕНИЙ С ЗАЛЕЖАМИ УГЛЕВОДОРОДОВ НА ПРИМЕРЕ РАЙОНА ТУНГУССКОГО ВЗРЫВА 1908 г.

#### © 2011 г. Д. Н. Тимофеев

ООО фирма "Космическая Технология" г. Железногорск Красноярского края, htamp@inbox.ru

30 июня 1908г в тунгусской тайге прогремела серия мощных взрывов. Долгое время причина этого явления оставалась не ясной. В 1984 году мной была опубликована статья, объясняющая все явления Тунгусского взрыва геологическими причинами [Тимофеев 1984]. В дальнейшем по этой теме мной было сделано ряд выступлений на конференциях и публикаций [Тимофеев 1988, 1998, 2001, 2009]. В этом докладе рассмотрен механизм образования залежи природного газа на месте кальдеры древнего вулкана.

Ранее сообщалось [Тимофеев 2011], что энергию вулканам и землетрясением обеспечивает нитронефть, которая до этого синтезировалась в мантии. Миллионы лет назад на месте Тунгусского взрыва был вулкан. Механизм извержения вулкана выглядит следующим образом. В ходе извержения нитронефть разлагается в процессе горения и взрывов. По мере извержения вулканический канал расширялся, давление в нём уменьшалось, и фронт горения опускался вниз (рис. 1). Когда огонь доходит до магматического очага, часто происходит взрыв всей массы нитронефти (рис. 2).

Можно предположить, что объём месторождения составлял, примерно 10 миллионов кубических метров.

Вся эта нитронефть взорвалась и в виде вулканических газов вышла на поверхность, а освободившийся объём был занят осевшей породой с образованием кальдеры (рис. 3).

Сильный взрыв и обрушение породы значительно увеличили количество трещин в земной коре, возросла её проницаемость. Вследствие этого, продолжавшая подниматься из мантии нитронефть уже не образовывала залежи на глубине 10–15 км, а поднималась выше, разлагалась и образовала залежи природного газа, на глубине 0.2–2 км. Вскрытие этой залежи и привели к взрывам 1908 года, которые в дальнейшем получили название "Тунгусской катастрофы".

Пару слов об образовании нитронефти. В соответствии с законами химии и химической термодинамики изменения давления и температуры приводит трансформациям химических соединений. По закону Ле-Шателье при повышении давления состав соединений в результате химических реакций смещается в сторону более высокомолекулярных. Реакции сопровождаются поглощением тепла. При



Рис. 1. Опускание фронта горения нитронефти вниз по вулканическому каналу.



Рис. 2. Взрыв всей массы нитронефти в магматическом очаге.



Рис. 3. Образование залежи природного газа в кальдере потухшего вулкана.



Рис. 4. Зависимость равновесной концентрации аммиака от давления.

высоких температурах происходят эндотермические реакции с образованием энергонасыщеных соединений. В качестве иллюстрации представим реакцию образования аммиака (рис. 4).

N<sub>2</sub>+3H<sub>2</sub>↔2NH<sub>3</sub> – 11.04 ккал/моль (650 ккал/кг) Из диаграммы видно, что при повышении давления равновесная реакция смещается в сторону синтеза аммиака. Аналогичную картину можно иметь и при синтезе окиси азота NO<sub>2</sub>. В результате синтеза атомов H, N, O, C образуется широкий спектр энергонасыщеных нитропарафинов, нитроароматических соединений, нитроаминов, а также соединений группы ацетилена. Синтез гексогена может проходить так.

$$\begin{array}{c} CH_4+O_2 \rightarrow CH_2O. \ CH_2O+NH_3 \rightarrow C_6H_{12}N_4\\ C_6H_{12}N_4+NO_2 \rightarrow C_3H_6N_6O_6 \end{array}$$



Рис. 5. Шлейф от выброса газа вулканом Этна (снимок из космоса).

В ходе реакций образуются соединения со свойствами взрывчатых веществ, при этом способность гореть и взрываться у этих веществ появляется при давления менее 5000–10000 атм.

В 1908 году залежи природного газа выявили себя в ходе "Тунгусской катастрофы"?

Примерно за десять дней до взрыва в этом районе произошло небольшое землетрясение (это подтверждается наблюдениями сейсмической службы, что отмечено в докладе [Ольховатов 1998]). От этого землетрясения произошло вскрытие месторождения природного газа. В результате выхода газа на поверхности должны были образоваться кратеры. Эти кратеры имеются в реальности, были обнаружены ещё экспедицией Кулика и по ошибке приняты за метеоритные воронки. Выходя в атмосферу газ (поскольку он состоял в основном из метана и по плотности примерно в два раза легче воздуха) поднимался в верхние слои атмосферы, смешивался с воздухом и относился ветром. В верхних слоях атмосферы газ взаимодействовал с озоном  $O_3 + CH_4 = CO_2 + H_2$ . Происходило медленное окисление газа, сопровождающееся свечением. Вода, получавшаяся в результате этой реакции, конденсировалась, кристаллизовалась, образуя серебристые облака, а метеоры, пронзая атмосферу, содержащую газ, имели повышенное свечение. Явление свечения неба, серебристые облака, протянувшиеся с востока на запад, яркие метеоры наблюдались над Европой и Западной Сибирью ещё за девять дней до Тунгусского взрыва, и чем ближе к моменту взрыва, тем сильней проявлялись эти явления. Газ, вырываясь на поверхность земли, образовывал длинный шлейф подобный шлейфам из труб предприятий, но на несколько порядков более мощный. В результате диффузии газ в шлейфе смешивался с воздухом и значительный объём шлейфа ко времени событий имел концентрацию газа 5-10%, при которой возможна детонация газовой смеси. Газовые шлейфы в воздухе достаточно стабильны. Стабильность шлейфов газа подтверждается фотографией из космоса вулкана Этна, где шлейф, не рассеиваясь, растянулся на многие сотни километров (рис. 5). Шлейф от выброса газа в описываемых событиях, вследствие большой мощности, (сечение его могло составлять 300-500 метров) мог без значительного рассеивания протянутся на многие сотни километров, тем более, что события протекали в конце июня, когда атмосферные завихрения малы. Наблюдаемый в ходе событий болид был не чем иным как проходящей по шлейфу волной детонации. Инициирование детонации могло произойти разрядом молнии. Разумеется, сильно разбавленная газо-воздушная смесь по плотности мало отличается от плотности воздуха, шлейф поднимался очень медленно и поэтому в удалении от Тунгусской котловины шлейф проходил практически параллельно поверхности земли на высоте нескольких кило-

метров. Этим объясняется очень пологая траектория движения наблюдаемого с земли огненного шара детонационной волны. Мощный взрыв в районе Тунгусской котловины, также несложно объясняется. За некоторое время до взрыва ветер стих, и выходящий из недр земли газ, смешиваясь с воздухом, начал скапливаться над тунгусской котловиной в виде газо-воздушного, взрывоопасного облака. Кроме этого за ряд предыдущих дней определённая часть газа, а именно имеющая кроме метана значительный процент более высокомолекулярных гомологов этана, пропана, бутана, плотность которых выше плотности воздуха, распространилась на значительное расстояние непосредственно над поверхностью земли в лесу между деревьями, в поймах речек и ручьёв, в распадках и на склонах холмов. К утру 30 июня 1908г. вся огромная площадь тайги была насыщена взрывоопасной газовоздушной смесью. Учитывая, что газовые взрывы характерны тем, что создают мощные фронты ударной волны, а значительная часть облака находилась непосредственно над поверхностью земли, мощность взрыва была на порядок меньше рассчитанной ранее Коробейниковым и равнялась примерно эквивалентной взрыву 1 мегатонны тринитротолуола, что по энергетике соответствует 100000 тонн природного газа и равно примерно 200 миллионам кубометров. Сравнивая это количество с запасами известных месторождений (Оренбургского - 950 миллиардов кубических метров, Уренгойского - 4 триллиона кубических метров, Газли – 445 миллиардов кубических метров) можно сказать, что в геологическом масштабе объем газа взорвавшийся в описываемых событиях не является большим и вполне реальна возможность выброса его в том или ином газоносном районе.

Можно отметить, что связь вулканических проявлений с месторождениями нефти под землёй отмечалась и ранее. Связь близкого расположения Трехбратской мегадайки и залежей углеводородов Северо-Сахалинского нефтегазоносного бассейна отмечена в исследованиях института морской геологии и геофизики РАН [Ломтев В.Л. 2011]. Имеется ряд описаний, когда в районе вулканов обнаруживались проявления нефти. Тридцать лет назад советские ученые-нефтяники И.О. Брода и Н.А. Еременко обнаружили признаки жидкой нефти в продуктах извержения вулканов Этны (Сицилия) и Кракатау (Малазийский архипелаг). Советский ученый Н. Бескровный нашел нефть в горячих источниках вулкана Узон на Камчатке. Есть и другие примеры связи тектонических явлений и залежей углеводородов. Например, в Калифорнии вдоль разлома Сан-Андреас установлены тысячи качалок добывающих нефть.

**Выводы**. Имеется связь с месторождениями углеводородов и вулканической деятельностью.

Оба явления имеют одну причину, которой является синтез при высоком давлении и высокой температуре из органогенных элементов H,N,O,C нитронефти в мантии Земли.

Показан механизм образования залежи углеводородов в районе вулканического извержения.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- 1. Ломтев В.Л. К строению краевого поднятия юговосточного шельфа корейского полуострова (Японское море) Геология и полезные ископаемые мирового океана. 2011 № 1,С5–13.
- Ольховатов А.Ю. "Геофизическая (тектоническая) интерпретация Тунгусского события 1908 г." 90 лет Тунгусской проблемы Юбилейная международная научная конференция Красноярск., 1998. С 196,
- 3. Тимофеев Д.Н. Космос или земля "Красноярский рабочий" 01.09.1984. С3
- 4. **Тимофеев Д.Н.** Ещё одна версия тунгусского чуда. Химия и жизнь, 1988, № 3. С.65–66.
- Тимофеев Д.Н. Тунгусский взрыв природного газа. Конференция 90 лет тунгусской проблемы 30 июня 2 июля 1998 г, Красноярск 2001. С. 189
- 6. **Тимофеев Д.Н. Кочнев В.А.** Пятые научные чтения Ю.П. Булашевича Екатеринбург 2009г.
- Тимофеев Д.Н. Энергия вулканов и землетрясений в свете законов химии, ядерной физики и термодинамики. 5 Всероссийский симпозиум "Вулканизм и геодинамика" Институт геологии и геохимии УрО РАН Екатеринбург 2011.

#### 

## ИССЛЕДОВАНИЯ СЕЙСМОАКУСТИЧЕСКОЙ ЭМИССИИ И ЭЛЕКТРОМАГНИТНОГО ИЗЛУЧЕНИЯ В СКВАЖИНАХ КАМЧАТСКОГО ГЕОДИНАМИЧЕСКОГО ПОЛИГОНА

© 2011 г. А. К. Троянов\*, Ю. Г. Астраханцев\*, Н. И. Начапкин\*, Н. А. Белоглазова\*, В. А. Гаврилов\*\*, А. Г. Вдовин\*, Е. А. Баженова\*

\*Институт геофизики УрО РАН, Екатеринбург, mpsdir@mail.ru \*\*Институт вулканологии и сейсмологии ДО РАН, Петропавловск-Камчатский, volcan@kscnet.ru

Изучение фундаментальной проблемы, связанной с исследованием эффектов модуляции сейсмоакустической и электромагнитной эмиссий горных пород низкочастотными деформационными процессами, обусловленными, в том числе, штормовыми микросейсмами первого и второго рода представляется актуальным. Известно, что процесс трещинообразования сопровождается сейсмоакустической эмиссией (САЭ), а при возникновении электрических зарядов на границе разрыва берегов трещины - электромагнитным излучением (ЭМИ). Однако наличие сейсмоакустического излучения не означает, что оно должно обязательно сопровождаться интенсивным электромагнитным излучением, поскольку в разных условиях релаксация электрических зарядов происходит с учетом свойств, характеризующих электропроводность среды. С другой стороны, электромагнитное излучение более чувствительно к деформациям пород, потому что, прежде чем произойдет хрупкий разрыв, идет разделение электрических зарядов расходящихся берегов трещины. В объеме геосреды это создает интегральный сигнал, который и является характеристикой ЭМИ, поэтому электромагнитное излучение не всегда сопровождается регистрируемой сейсмоакустической эмиссией. Изучение связи между ЭМИ и САЭ в скважинах позволяет не только понять механизм природы процесса, но и охарактеризовать динамические свойства трещиноватой среды, определить какой из ее параметров, проявляющихся в полях различной физической природы, является доминирующим и ответственным за наблюдаемый процесс. Учитывая иерархичность геосреды на разных масштабных уровнях, изучение связи САЭ и ЭМИ дает возможность получить дополнительные данные при изучении современных геодинамических процессов.

На базе аппаратуры BN-4008, созданной в Институте геофизики УрО РАН для измерения геоакустических шумов в нефтяных и газовых скважинах, разработан и изготовлен модифицированный скважинный прибор для синхронных измерений сигналов геоакустической эмиссии (САЭ), электромагнитного излучения (ЭМИ), магнитной восприимчивости, вариаций геомагнитного поля. Разработана и опробована методика проведения комплексных измерений с новым прибором и интерпретации полученных данных. Данные магнитной восприимчивости пород использовались для литологического расчленения разреза по стволу скважины и выбора места установки прибора для режимных (непрерывных) наблюдений САЭ и ЭМИ. Вариации геомагнитного поля измерялись с целью установления возможной корреляционной их связи с аномалиями САЭ и ЭМИ и деформационными процессами в земной коре.

С использованием усовершенствованной аппаратуры проведены синхронные измерения САЭ в диапазоне частот 0.1-5.0 кГц, ЭМИ в частотном диапазоне 45–110 кГц, магнитной восприимчивости горных пород и вариаций геомагнитного поля, включая режимные наблюдения САЭ и ЭМИ на заданных глубинах и на разных масштабах времени (первые минуты, часы, сутки): 1) в скважине на Полярном Урале (район Лабытнанги); 2) в 5-и скважинах на объекте ЗАО "Казцинк" (Северный Казахстан, район Тургайского прогиба); 3) 3-х скважинах (городская Г-1, Родыгинская Р-1 и скв. 12 – Термальная), расположенных на территории Камчатского геодинамического полигона. На основе данных каротажа с шагом 5 м были выбраны точки установки прибора для режимных наблюдений (суточные и краткосрочные – 6-8 минут). Асейсмичные районы Полярного Урала и Северного Казахстана были выбраны с целью изучения величины и особенностей изменения фонового (минимального) уровня САЭ и ЭМИ и их сравнения с аналогичными данными по Камчатскому геодинамическому полигону.

В результате экспериментальных исследований получены:

 – диаграммы вертикального распределения САЭ, ЭМИ, магнитной восприимчивости, а также вариаций геомагнитного поля по стволу скважин;

 выполнена обработка полученных данных методами спектрально-временного анализа (CBAH);

 выполнен сравнительный анализ данных САЭ,
 ЭМИ и вариаций геомагнитного поля, полученных на Камчатском геодинамическом полигоне с аналогичными данными по Полярному Уралу и Северному Казахстану.

На диаграммах СВАН сигналов САЭ, измеренных в скв. Г-1 в течение 8 мин в толще рассланцованных алевролитов (глубина 500 м) выделяются доминирующие периоды 3.5, 5.5, 10, 12 и 20 сек, т.е. соответствующие периодам микросейсм I и II рода. Время проявления указанных периодичностей составляет около 50 сек. На глубине 780 м (аргиллиты черные) указанные периодичности проявляются слабее. Наиболее ярко выделены периоды 3.5 и 20 сек, причем продолжительность первых составляет 200 сек, а у вторых – меньше. Для толщи, представленной переслаиванием черных и темно-серых аргиллитов (плотные породы), на диаграммах СВАН проявляются периоды 4-6 сек с длительностью 100 сек. Отмечается также появление периодичностей 14 и 25 сек, наблюдаемых в течение 50 сек. Таким образом, на диаграммах СВАН контрастно по амплитуде выделяются периодичности тождественные штормовым микросейсмам I и II рода. Амплитудно-частотные спектры САЭ имеют дискретный спектр с ярким проявлением указанных выше периодов. Средний уровень САЭ при краткосрочных режимных наблюдениях составляет 0.5, 0.6, 0.8 мм/с<sup>2</sup> на глубинах 500, 780 и 920 м соответственно. Минимальные фоновые уровни САЭ –  $0.6 \text{ мм/c}^2$  по разрезу осадочной толщи в скважине Г-1 близки по величине к соответствующим уровням по разрезу осадочной толщи в скважинах Татарии, Удмуртии, Пермского края и Западной Сибири.

В результате комплексных измерений САЭ и ЭМИ в скважинах Камчатского геодинамического полигона (сейсмически активный район) получены данные о динамике изменения амплитудного уровня измеряемых сигналов и особенностях их временных изменений в течение в 2009–2010 гг.

В скв. Р-1 с 24.09.10 (начало 10<sup>h</sup> 54<sup>m</sup> по гринвичу) по 28.09.10 (конец 22<sup>h</sup> 55<sup>m</sup> по гринвичу) на глубине 794 м были проведены в открытой части ствола непрерывные измерения. Кроме того, было сделан каротаж с шагом 20 м в интервале глубин устье скважины – 760 м и через 1 м в интервале глубин 760-794 м. Краткосрочные измерения длительностью до 8 мин были проведены на глубинах 774, 768, 778 и 785 м. В скв. 12-Термальная режимные измерения проводились с 30.09.10 (начало в 0<sup>h</sup> 36<sup>m</sup> по гринвичу) до 03.10.10 (конец 0<sup>h</sup> 16<sup>m</sup> по гринвичу) на глубине 310 метров. Каротаж проводился при спуске скважинного прибора с шагом измерения 2 м в интервале глубин 80-310 м. Краткосрочные непрерывные измерения проводились на глубинах 110, 150, 190, 230, 270, 310 м.

С использованием СВАН экспериментальных данных установлена модуляция сигналов САЭ штормовыми микросейсмами I и II рода (4–20 с и более). В скважине Р-1 в 2010 г. подтверждены аномалии САЭ и ЭМИ с максимумом в интервале глубин 780–794 м, обнаруженные ранее в 2009 году. В данном случае САЭ, отражающая динамически активные процессы в объеме геосреды, сопровождается аномальным уровнем ЭМИ.

Было также установлено, что близким по величине уровням сигналов САЭ в сейсмичном и асейсмичном районах соответствуют разные уровни ЭМИ, то есть горные породы реагируют на воздействие деформационных процессов по-разному, в соответствии с их физико-механическими свойствами. Действительно, аномалиям САЭ 1.6–1.4 мм/с<sup>2</sup>, выявленным на Камчатском геодинамическом полигоне (скв. Р-1) и на Полярном Урале (район Лабытнанги) соответствуют аномалии ЭМИ. Выявлено незначительное повышение фонового уровня акустических сигналов на Камчатском геодинамическом полигоне по сравнению с асейсмичными районами (Урал, Северный Казахстан).

На рис. 1, 2 приведены фрагменты совмещенных по периодам спектров сигналов САЭ в скважине Р – 1 на глубине 794 м в  $15^{h}00^{m}$  24.09.10 и  $03^{h}09^{m}$  25.09.10. Как видно, наблюдаются эпизоды синхронного изменения САЭ в полосах частот 100–500 Гц (Н1) и 500–5000 Гц (Н4). В спектрах сигналов ЭМИ (рис. 1, 4) на частотах 45 кГц (F1) и на частотах 120 кГц (F3) доминирующие периоды совпадают. Из рис. 1–4 следует, что деформационные процессы – это широкополосные процессы, охватывающие значительный структурный состав геосреды.

Особый интерес представляют фрагменты совмещенных по периодам спектров сигналов сейсмоакустической эмиссии и электромагнитного излучения (рис. 5) в скважине P-1 на глубине 768 м. Как видно из рис. 5, деформация геосреды проявляется в полях различной физической природы.



Рис. 1. Фрагменты совмещенных по периодам спектров сигналов сейсмоакустической эмиссии в скважине Родыгинская-1, глубина 794 м (Камчатский геодинамический полигон, 15<sup>h</sup>00<sup>m</sup> 24.09.10).



**Рис. 2.** Фрагменты совмещенных по периодам спектров сигналов сейсмоакустической эмиссии в скважине Родыгинская-1, глубина 794 м (Камчатский геодинамический полигон, 03<sup>h</sup> 09<sup>m</sup> 25.09.10).



**Рис. 3.** Фрагменты совмещенных по периодам спектров сигналов электромагнитного излучения в скважине Родыгинская-1, глубина 794 м (Камчатский геодинамический полигон, 15<sup>h</sup> 00<sup>m</sup> 24.09.10).

Показано, что синхронные измерения САЭ и ЭМИ в скважинах позволяют получать информацию о проявлении деформационных процессов в полях различной физической природы и тем самым выделять в скважине зоны высокой тензочувствительности, благоприятные для обнаружения эффектов модуляции



Рис. 4. Фрагменты совмещенных по периодам спектров сигналов электромагнитного излучения в скважине Родыгинская-1, глубина 794 м (Камчатский геодинамический полигон, 03<sup>h</sup> 09<sup>m</sup> 25.09.10).



Рис. 5. Фрагменты совмещенных по периодам спектров сигналов сейсмоакустической эмиссии и электромагнитного излучения в скважине Родыгинская-1, глубина 768 м (Камчатский геодинамический полигон, 2010 г.).

геоакустической и электромагнитной эмиссии, в частности, обусловленные штормовыми микросейсмами с периодами 4–20 с и более. Актуальность полученных результатов заключается в возможности создания на их базе нового метода контроля и оценки современного динамического состояния объёма геосреды.

#### 

## ПЕРВЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ НАТУРНЫХ ЭКСПЕРИМЕНТОВ НА НИЖНЕ-КОШЕЛЕВСКОМ И ПАУЖЕТСКОМ ГЕОТЕРМАЛЬНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЯХ

#### © 2011 г. В. В. Шанина\*, А. А. Нуждаев\*\*

\*Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Москва, viosha@mail.ru \*\*Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский, anton.ikys@bk.ru

С августа 2009 года на Паужетском и Нижне-Кошелевском геотермальных месторождениях проводятся натурные эксперименты, направленные на изучение изменений состава, строения и свойств вулканогенных пород в областях современного развития гидротермальных процессов. Необходимость изучения данного вопроса обусловлена, в том числе и тем, что гидротермальные преобразования пород приводят к активизации геологических процессов. На термальных полях, приуроченных к склонам вулканов, наблюдаются оползни [Goff and Goff, 1997, Kristmannsdottir and Armannsson, 2003], что ярко проявилось 7 июня 2007 года в Долине Гейзеров на Камчатке. Преобразование свойств пород (выщелачивание-формирование вторичной пористости или наоборот заполнение трещин вторичными минералами) приводит к изменению гидрогеологических условий: закрываются старые и формируются новые пути движения термальных вод. Изменение физических и физико-механических свойств пород влияет на напряженно-деформированное состояние массива [Фролова, Ладыгин, Рычагов, 2011]. Примерами кардинальных изменений свойств вулканогенных пород под влиянием гидротермальных процессов являются: превращение массивов вулканогенных пород в пластичные глинистые толщи и противоположный вариант - превращение слаболитифицированных высокопористых туфов в прочные и плотные высокотемпературные пропилиты и вторичные кварциты [Фролова, Ладыгин, Рычагов, 2005].

Натурные эксперименты проводятся на территории Паужетско-Камбально-Кошелевского геотермального район, входящего в состав Южногеотермальной провинции [Аве-Камчатской рьев, 1966]. Верхний ярус островодужного комплекса отражает четвертичный этап развития Курило-Камчатской островной дуги и представлен андезитами и их туфами, а также базальтами и риолитами плейстоцен-голоценового возраста [Рычагов и др., 2008]. Паужетская гидротермальномагматическая система расположена в одноименной вулкано-тектонической депрессии четвертичного возраста размером в плане до 20 × 25 км [Структура..., 1993]. Кошелевский вулканический массив сложен постройками пяти вулканов, возраст которых от нижнечетвертичного до голоценового, а состав пород преимущественно средний [Вакин и др., 1976]. Современная деятельность вулкана выражена в фумарольной и парогидротермальной активности и сосредоточена в основном на Верхнеи Нижне-Кошелевских термальных полях и в нескольких группах горячих источников.

Паужетское геотермальное месторождение является одним из наиболее изученных на Камчатке [Структура..., 1993], что связано с расположенной здесь Паужетской ГеоЭС, установленная мощность которой на сегодня составляет 12 МВт [Асаулова и др., 2009], это первая геотермальная электростанция в СССР (функционирует с 1966 года). Нижне-Кошелевское геотермальное месторождение разведано в 1975–1984 гг. Его прогнозные ресурсы оценены в 210 кг/сек сухого пара или 90 МВт электрической мощности [Писарева, 1987]. В результате бурения скважин до глубины 1500 м установлено наличие обширной зоны перегретого пара, которая на дневной поверхности выходит в виде мощной (25000 ккал/сек) и компактной (250 × 500 м) термоаномалии [Вакин и др., 1976].

В августе 2008 г. в правом борту ручья на несколько десятков метров выше по течению Нижне-Паужетского термального поля вне зоны влияния гидротерм было исследовано обнажение туфов верхнепаужетской подсвиты (N<sub>2</sub>-Q<sub>1</sub> pau<sub>3</sub>) и отобрано 6 проб (81 образец). Вскрытый борт ручья представляет собой толщу переслаивающихся туфов от тонкообломочных (пелитовых и алевритовых) до крупнообломочных (псефитовых), в разной степени сцементированных. Проведенный химический анализ туфов позволил уточнить их принадлежность к андези-дацитам. Неизмененные туфы обладают высокой пористостью (36-57%), в т.ч. открытой (n<sub>o</sub> = 31–39%), низкими плотностью (1.23–1.47 г/см<sup>3</sup>) и прочностью на одноосное сжатие (R<sub>c</sub> = 2–10 МПа). Плотность твердой компоненты (минеральная плотность) ( $\rho_s = 2.6\hat{4} - 2.73$  г/см<sup>3</sup>) соответствует андезитовому составу [Ладыгин, Фролова, 2006]. Эти туфы гигроскопичны (W<sub>г</sub>= 1.3–6.9%) и влагоемки ( $\hat{W}_{nor} = 13-38\%$ ). Скорости продольных волн в воздушно-сухом состоянии Vp составляют 1.6-2.6 км/с. Магнитная восприимчивость æ находится в диапазоне 6-18×10<sup>-3</sup> СИ. На террито-

рии Паужетского геотермального месторождения было выбрано 5 экспериментальных точек (небольшие кипящие водно-грязевые котлы на Нижне- и Верхне-Паужетском термальных полях и в ручьяхсливах со скважин РЭ-1 и R-120 на разном удалении от зумфа), в каждой точке было заложено от 2 до 5 образцов изученных туфов верхнепаужетской подсвиты. Термальные поля Паужетского месторождения это небольшие и относительно однородные парящие площадки с температурами грунтов от 20-25 до 98°С с мелкими грязе-водными источниками и грязевыми котлами. Воды термальных полей формируются в результате активного взаимодействия смешанных нагретых паром сульфатногидрокарбонатно-кальциевых вод с вмещающими породами и гидротермальными глинами [Рычагов и др., 2008]. На поверхности Паужетского и Нижне-Кошелевского геотермальных месторождений формируются кислые и слабо-кислые сульфатные смешанного катионного состава (Ca-Na-Mg-K) и гидрокарбонатно-сульфатные аммониевые воды с минерализацией, в основном, менее 1 г/л. Глубинные воды являются щелочно-метальными борными хлоридно-натриевыми с минерализацией более 3-5 г/л [Рычагов и др., 2008]. Для всех типов вод характерны высокие концентрации кремниевой кислоты, в т.ч. в коллоидной форме. Коллоидная кремниевая кислота и силикагель играют большую роль в образовании осадков ("гейзеритов") на поверхности термальных полей и на дне ручьев-сливов с продуктивных скважин месторождения. Последнее ярко проявилось в проведенных натурных экспериментах длительностью год. Образцы верхнепаужетских туфов, заложенные около зумфа скважины РЭ-1 (температура раствора 81°С, рН 7.3, минерализация 2.2 г/л), покрылись еле виденным налетом кремнезема, это связанно с тем, что скважина большую часть года не эксплуатировалась. Корочка "гейзерита" образовавшаяся за год на образцах туфах, заложенных в ручье-сливе со скважины R-121 в 30 м от зумфа (Т 70°С, pH 7.9), составила 3-4 мм, а максимальная корочка (1.5 см) наросла на образцах туфов расположенных намного ниже по течению ручья-слива, где температура упала до 31°С, а pH остался прежним (7.9). Надо отметить, что при рассмотрении шлифов в оптическом микроскопе корочка "гейзерита" не белая (как визуально), а серовато-буроватая, что говорит о примеси глинистых минералов. Произошли изменения свойств туфов, которые выразились в увеличении плотности пород (на 0.03-0.17 г/см<sup>3</sup>), при сокращении плотности их твердой компоненты (на 0.02-0.28 г/см<sup>3</sup>), увеличении гигроскопической влажности (на 1.9-2.9%) и сокращении открытой пористости (на 1.6-8.1%). Произошедшие изменения свойств соответствуют увеличению содержания глинистых минералов в андези-дацитовых туфах верхнепаужетской подсвиты.

Нижне-Кошелевская термоаномалия выделяется наличием контрастных физико-химических условий формирования глин и гидротерм (фумарол с температурами до 120°С, грязевых и водных котлов, пульсирующих источников, парящих грунтов, остывших участков, и др.). Глубинные воды Нижне-Кошелевского геотермального месторождения являются щелочно-земельными гидрокарбонатнокальциевыми [Рычагов и др., 2008]. По общему ионному составу термальные воды, разгружающиеся в пределах сольфатарных полей относятся к кислым или слабокислым (рН 2.8-6.9) сульфатным, реже гидрокарбонатно-сульфатным аммониевым или кальциево (натриево)-аммониевым с повышенным содержанием кремнекислоты (95-175 мг/л) и температурой 49-94°С. Общая минерализация редко превышает 1 г/л (только в грязевых котлах), и в среднем составляет 0.6-0.8 г/л. Окисление  $H_2S$  до  $H_2SO_4$  в аэрированной воде приводит к образованию низкотемпературных сульфатнокислых гидротерм [Калачева, 2011]. Бессточные неглубокие водные и водно-грязевые котлы несут большую минеральную нагрузку, чем источники. На Нижне-Кошелевском термальном поле было выбрано 18 экспериментальных точек, и, если летом 2009 года в кипящие котлы были помещены образцы андезитов без каких-либо контейнеров или оболочек, то в ходе полевых работ 2010 года, привезенные образцы андезитов и базальтов Западно-Кошелевского вулкана, изученного состава и свойств, нарезанные в виде кубиков, помещались в специально приготовленные деревянные стаканчики с высверленными отверстиями для обеспечения максимального контакта раствора с экспериментальными образцами. В каждой экспериментальной точке было оставлено от 1 до 3 стаканчиков, в каждом по 2-3 образца, длительность экспериментов от 20 дней до года. Использовались эффузивы Западно-Кошелевского вулкана разные по химическому составу (от андезитов до базальтов (содержание SiO<sub>2</sub> от 50 до 63%)) и свойствам (плотность от 0.90-2.24 г/см<sup>3</sup> (шлаки) до 2.51-2.55 г/см<sup>3</sup>, пористость от 5-10% до 20-67% (шлаки), плотность твердой компоненты (минеральная) 2.68–2.93 г/см<sup>3</sup> (увеличивается с уменьшением содержания SiO<sub>2</sub> от андезитов к базальтам), скорость прохождения продольных волн от 2.2 до 4.2 км/с, магнитная восприимчивость от 9 до 47×10-3 СИ (минимальная в образцах базальтового шлака с максимальным содержанием  $Fe_2O_3$  (8.4%) и минимальным FeO - 1.5%)).

За 20 дней пребывания образцов изученного состава и свойств в природных водных и грязевых котлах Нижне-Кошелевского геотермального месторождения произошли незначительные изменения некоторых свойств исследуемых пород. Которые выразились: в увеличении открытой пористости на 0.7–18.4% в шлаках и снижении ее в андезитах и базальтах на 0.7–2.7%, в изменении

влагоемкости пород ( $W_{nor}$  увеличилась на 0.5–12% в шлаках, а в плотных андезитах и базальтах величина водопоглощения наоборот снизилась на 0.3–1.1%), в снижении скоростей продольных волн (на 0.1–0.6 км/с), увеличении магнитной восприимчивости пород (на 0.1–2.3×10<sup>-3</sup> СИ (во всех образцах, кроме красного базальтового шлака, в котором исходные значения были минимальны)).

Отдельный вопрос, требующий внимательного изучения, – изменение состава и свойств пород без участия гидротермальных растворов, то есть под воздействием температур в пределах чехла гидротермальных глин, приповерхностный горизонт которых в Паужетско-Камбально-Кошелевском геотермальном районе, в основном, представлен двумя зонами: сернокислотного выщелачивания в интервале глубин от 0 до 0.2-0.3 м и углекислотного выщелачивания глубже. Между этими зонами, как правило, располагается слой "синих глин", с высокими содержаниями мелко-тонкорассеянного пирита [Рычагов и др., 2008]. Для изучения данного вопроса были пройдены шурфы и на глубине 15, 30 и 50 см закопаны образцы пород изученного состава и свойств. Температура глинистого чехла на глубине 15 см: 45-97°С и 102-106°С, на 30 см: 52-98°С и 103°С, на 50 см: 64-98°С и 103°С (соответственно для Нижне-Кошелевского и Верхне-Паужетского термальных полей). Длительность эксперимента составила год (в настоящее время он еще продолжается).

В результате проведения первых натурных экспериментов на Нижнее-Кошелевском и Паужетском геотермальных месторождениях получены данные о преобразовании состава и свойств андезидацитовых туфов верхнепаужетской подсвиты и выявлена зависимость толщины образующейся корочки "гейзерита" от физико-химических условий термального раствора (от нескольких мм до 1.5 см за год (при Т 31°С и рН 7.9)), изучены состав, строение и свойства эффузивов Западно-Кошелевского вулкана и их изменение под воздействием разных температур и растворов и разной длительности экспериментов (20 дней и 1 год). В настоящее время эксперименты продолжаются.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

 Аверьев В.В. Гидротермальный процесс в вулканических областях и его связь с магматической деятельностью // Современный вулканизм. М.: Наука, 1966. C. 118–128.

- 2. Асаулова Н.П., Ворожейкина Л.А., Манухин Ю.Ф., Обора Н.В. Результаты многолетней эксплуатации Паужетского геотермального месторождения // Горный вестник Камчатки. 2009. № 2 (8). С. 47–56
- Вакин Е.А., Декусар З.Б., Сережников А.И., Спиченкова М.В. Гидротермы Кошелевского вулканического массива // Гидротермальные системы и термальные поля Камчатки. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1976. С. 58–84.
- Калачева Е.Г. К вопросу о формировании химического состава Кошелевских парогидротерм // Тезисы докладов региональной конференции "Вулканизм и связанные с ним процессы", ИВиС ДВО РАН, 30 марта–1 апреля 2011 г. Петропавловск-Камчатский, 2011. С. 40.
- Ладыгин В.М. Фролова Ю.В. Использование петрофизических исследований при решении вулканологических задач // Вулканизм и геодинамика: материалы III Всероссийского симпозиума по вулканологии и палеовулканологии. Улан-Удэ: Изд-во БНЦ СО РАН, 2006. Т. 1. С. 42–46.
- 6. **Писарева М.В.** Зона природного пара Нижне-Кошелевского геотермального месторождения // Вулканология и сейсмология. 1987. № 2. С. 52–63.
- 7. Рычагов С.Н., Давлетбаев Р.Г., Ковина О.В., Королева Г.П. Характеристика приповерхностного горизонта гидротермальных глин Нижне-Кошелевского и Паужетского геотермальных месторождений // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2008. № 2. Выпуск № 12. С. 116–134.
- 8. Структура гидротермальной системы. М.: Наука, 1993. 298 с.
- Фролова Ю.В., Ладыгин В.М., Рычагов С.Н. Петрофизические свойства пород геотермальных месторождений // Геотермальные и минеральные ресурсы областей современного вулканизма: материалы Международного полевого Курило-Камчатского семинара, 16 июля 6 августа 2005 г. / под ред. С.Н. Рычагова. Петропавловск-Камчатский: Оттиск, 2005. С. 233–247.
- 10. Фролова Ю.В., Ладыгин В.М., Рычагов С.Н. Инженерно-геологические особенности гидротермально-метасоматических пород Камчатки и Курильских островов // Инженерная геология. 2011. № 1. С. 48–62.
- Goff S., Goff F. Environmental impacts during development: Some examples from central America // Proceedings of the NEDO International Geothermal Symposium, Sendai. 1997. P. 242–250.
- 12. Kristmannsdottir H., Armannsson H. Environmental aspects of geothermal energy utilization // Geothermics. 2003. № 32. P. 451–461.

## 

Абрамов С С	470	Гоголев М А	323
Авакян Т А	192	Голубев А И	344 503
Акманова Л Р	401	Голубева Э Л	254
Алехин Ю.В.	524	Голубева Э.Л.	286
Анохин В В	262 266	Гольцман Ю В	197
Антоновская ТВ	282	Гонтовая ЛИ	258 407
Анферова Е А		Гончар А Л	207
Анфилогов В Н	6	Гора М П	333
Анфимов А Л	474	Горбунов А О	446
Арсланов Х А	446	Гордеев Е И	414
Артименко М В	477 480	Гордиенко И В	120 347
Аршамов Я К	387	Горнова М А	120
Астахова А А	194	Горожанин В М	149 380
Астраханиев Ю Г	586	Гранкин М С	219
Ахмелова ТГ	118	Гранник В М	311
Timiedobu III.	110	Гребенникова Т А	446
Балрелинов З Г	308	Грознова Е О	470
Баженова Е А	586	Гулин А Н	123
Баратов Р Т	387	Гукасян Ю Г	418
Беликова ГИ	163	Гурбанов А Г	365
Белова А А	238	Гурошнов И.Н.	315 507
Белоглазова Н А	586		515, 507
Белозёров И М	10	Легтерев A B	415
Бергин С В	209	Дептерев А.В. Лемонтерова Е И	33 303
Бессонова Е А	265	Лемяннук Ю В	410 438
Бессонова Е.А.	483	Демянчук Ю.Д. Пербеко И М	368
Богина М М	340	Дереско И.М.	161
Бонларенко В И	404	Джафарова РС	167
Бородина А В	141	Джафарова Г.С. Лутбашян Р.Т	418
Бортинкова С Б	183 531	Дароашян 1.1.	365
Бонкарев В С	12 31	Прознин В А	414
Бубнов С Н	12, 51	Дрознин Б.А. Лубицин F.П	280
Булли геров В В	16 20	Дубинин Е.П.	209
Буравцёва Е Н	130	Дубинина С.В.	230 A1A
Буравлева Е.П.	159	Дубровская И.К.	372
Васильев В И	23	Душин Б.А.	512
Васильев Ю.Р.	82 201 553	ELSHOR J V	274
Васильева Е В	02, 201, 555	Егоров К Н	351
Вловин $\Lambda$ Г	586	Енгрикиев С Ю	511
$B_{\rm MKVIIII}$ Δ B	401	Envarop $B \Delta$	258 407
Виноградов А М	401	Ермаков Б.А. Ерохин Ю В	31 209
Воршин Ю Е	315	Ерохин ю.в.	51, 207
Войнова И П	26	Жакупора III Л	387
Войтеховский Ю П	491	Жалба М Г	216
BOILKOB A B	495	Жаринов Н А	438
BOJAUB A.D. BOJAUJ KOBA T B	495	Жаринов П.А. Жариов РВ	430
Волошиц А В	499	Жатичев Н С	23 36
Волинг А.В.	20	Жаптусв п.с.	25, 50
Ворошин Б.И	29	Злобиц В П	340
Bopolylop $\Lambda$ $\Lambda$	360	Запоер К К	513 540
BOTHOR $C \square$	31	<b>Зблосв</b> К.К.	515, 542
Воляков С.Л. Врубларокий В В	125		127
Брублевский Б.Б.	155	Иранов К.П.	21 127 200
Гарринор В А	586	Ивашенко В И	502
гаврилов D.A. Газаар В М	265	изацияко D.И. Изасар II Л	203 267 266
газоод Д.IVI. Ганаай П Л	505 AA6	HOULD JI.A.	202, 200
галэси Л.А. Гараган И Л	440	изыл А.Э. Исэрр Г П	141
гарагаш н.л. Гаськов И В	5/0	ноасын.д. Исаков С И	00 רר
галыман М П	242 202	исланнов V.К.	223
гольман IVI.Л. Гертиер И Ф	205	номанлов л.к.	219
$\Gamma_{\mu\nu}$	155 410	Кайстренко Р М	116
гирипа О.А. Гларатериих С П	410	Καποτροπκο Β.Ινι. Καπαμαρά Ε.Γ	440 517
I JIADAIUNIA U.II.	4/4	Nalianoba L.I.	517

## АВТОРСКИЙ УКАЗАТЕЛЬ

Карапетян С.Г.	418	Лохов К.И.	169
Каргин А.В.	149	М ПИ	210
Карданова О.Ф.	520	Магретова Л.И.	219
Карпов І.А.	524, 531	Мазуров М.П.	553
Карпов С.М.	491	Малик Н.А.	414
Карякин Ю.В.	396	Малышев А.И.	434, 438
Кассандров Э.Г.	212	Маневич А.Г.	410
Качкин А.А.	535	Маракушев А.А.	557
Каширцев В.А.	531	Марковский Б.А.	308
Керимов Р.Б.	118	Масленников В.В.	559
Киселев А.И.	351	Маслов А.В.	93
Кисин А.Ю.	528	Махлаев М.Л.	79
Ковалев С.Г.	129, 149, 380	Мацапулин В.У.	223
Ковалев С.С.	129	Медведев А.Я.	120
Ковязин С.В.	333, 355	Мелекесцев И.В.	415
Козловский А.М.	115	Меликсетян Х.Б.,	418
Конищев В.С.	42	Минин В.А.	10
Константинов И.К.	45	Мирзоян Г.Г.	563
Константинов К.М.	45	Мирлин Е.Г.	65
Конторович А.Э.	531	Миронов Ю.В.	65
Копылова Г.Н.	49	Мнацаканян А.Х.	418
Кориневский В.Г.	132	Мосейчук В.М.	304
Коробанов В.В.	53	Мочалкина Л.Н.	226
Коробов А.Д.	535	Муравьев Я.Д.	414
Коробова Л.А.	535	Мясников А.В.	365
Королев Э.А.	545		
Королева Г.П.	477	Навасардян Г.Х.	418
Коротеев В.А.	127, 539, 542	Наркисова В.В.	69
Косарев А.М.	270	Наставко А.В.	141
Костин А.Е.	246	Начапкин Н.И.	586
Костырева Е.А.	531	Ненашева С.Н.	566
Кохан А.В.	289	Нечеухин В.М.	73
Кочнев В.А.	56	Нечкин Г.С.	570
Крамчанин К.Ю.	262, 266	Никитина В.М.	144
Кривко Т.Н.	513, 542	Николаева А.Г.	524
Кривчиков В.А.	135	Никонорова О.А.	443
Криночкин В.Г.	59	Никулова Н.Ю.	229
Круглова А.А.	315	Носова А.А.	149, 380
Крупеник В.А.	69	Нуждаев А.А.	573, 589
Крупчатников В.И.	135		
Кувикас О.В.	234	Овсянников А.А.	414
Кудрин К.Ю.	216	Огородний А.А.	262, 266
Кудряшова Е.А.	115		
Кузнецов Г.В.	63	Панеях Н.А.	557
Куликов В.С.	326	Параев В.В.	274
Курганская Е.В.	300	Парначёв В.П.	/6
Курчавов А.М.	375	Парфенова Л.П.	387
Кухаренко Е.А.	246	Перепелов А.Б.	393
	100	Перепечко Ю.В.	63
Лапухов А.С.	108	Перфилова О.Ю.	79
Ларионова Ю.О.	149, 380	Петров Г.А.	319
Лебедев В.А.	33, 197, 422	Петухова Л.Л.	152
Лебеденко К.А.	139	Плечов П.Ю.	463
Лексин А.Б.	365	Подражанский А.М.	282
Лемзиков В.К.	426	Пожиленко В.И.	491
Лемзиков М.В.	430	Притчин М.Е.	528
Леонов В.Л.	234	Приходько В.С.	152
Леонова Л.В.	545	Прусская С.Н.	82
Лепихина О.П.	319	Пучков В.Н.	85, 163
Ли Н.С.	262, 266		
Лобанов К.В.	549	Разжигаева Н.Г.	415, 446
JIOMTEB B.JI.	293	Рассказов С.В.	86, 184

## АВТОРСКИЙ УКАЗАТЕЛЬ

Determen GM	00 221	Thomson A V	506
Рафиков Я.М.	90, 231	троянов А.К.	580
	207 404	VIIOPATIALA O B	3
Рашидов Б.А.	297,404		301
Рогозин А.п.	234	Уляшева п.с. Утеми И В	453
Родников А.І.	2/8	У IKИН И.D. Viotuon V P	455
	2 02 210	JOTHOB K.D.	495
Ронкин Ю.Л.	3, 93, 319	Davanan IO U	50
Руденко К.В.	161	Федоров Ю.Н.	59 176
Русакова 1.Б.	97	Dedenon II II	170
Рыоин А.В.	415		104
Рычагов С.Н.	5/3, 5/6	Филатова п.и.	557 455 450
Рязанцев А.В.	238	Филинский Л.М.	455, 459
Comment II D	140, 200	Фомин А.П.	351
Сазонова Л.В.	149, 380	Фомин И.С.	403
Сайдашева Ф.Ф.	38/	Variante A D	104
Салахов А.С.	384	Хардиков А.Э.	194
Салихов Д.Н.	163	Харламов А.А.	446
Самедова Р.А.	167	Хачай Ю.В.	6
Сандимирова Е.И.	242	Хиллер В.В.	31
Санжиев Г.Д.	23	Холодная И.А.	194
Саранина Е.В.	184	Холоднов В.В.	180
Сафонова И.Ю.	300	Хонинов Ч.В.	226
Светов С.А.	323, 326	Хренов А.П.	466
Светова А.И.	323	Хузин М.З.	45
Свешникова К.Ю.	69		
Сейтмуратова Э.Ю.	387	Цыпукова С.С	393
Семенов И.В.	539		
Серавкин И.Б.	578	Червяковский В.С.	29
Сергеев С.А.	169	Чехов А.Д.	495
Сидоров А.А.	495	Чистяков А.В.	123, 169
Симонов В.А.	300, 355	Чубаров В.М.	308
Синдерн С.	93	Чувашова И.С.	184
Сироткин А.Н.	101	Чудненко К.В.	477
Скринник Л.И.	105	Чупрынин В.И.	262
Сляднев Б.И.	308		
Смолькин В.Ф.	169	Шагалов Е.С.	180
Смолянинова Л.Г.	108	Шанина В.В.	589
Снежко В.А.	172	Шарапов В.Н.	63, 108
Сорока Е.И.	474	Шарков Е.В.	169, 340
Сорокин К.Э.	63	Шаров Г.Н.	10
Степанов И.И.	573	Шарпенок Л.Н.	246
Степанян Ж.О.	192	Шатров В.П.	250
Стримжа Т.П.	581	Шевко А.Я.	333
Сурин Т.Н.	304, 329	Шелепаев Р.А.	141
51	,	Шипилов Э.В.	396
Тарарин И.А.	308	Шихова А.В.	553
Тимина Т.Ю.	333	Шкодзинский В.С.	112, 188
Тимофеев Л.Н.	449.583		· ·
Титов А.Т.	553	Юркова Р.М.	337
Толмачёва Е.В.	101		
Томиленко А.А	333	Ярмолюк В.В.	115, 351
Томшин М.Л.	45	Ярославцева Н.С.	474
Третьяков А.А.	238	Ясныгина Т.А.	184
· · · ·			

## ВУЛКАНИЗМ И ГЕОДИНАМИКА, Екатеринбург, ИГГ УрО РАН, 2011

## І. ОБЩИЕ ВОПРОСЫ СВЯЗИ ЭВОЛЮЦИИ ВУЛКАНИЗМА И ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ ЗЕМЛИ

Девонские базальты Северного Тимана Е. А. Анферова, О. В. Удоратина, Ю. Л. Ронкин	3
Дифференциация вещества мантии при аккумуляции Земли В. Н. Анфилогов, Ю.В. Хачай	6
"Гравитационная пружина" как физическая основа объемно-динамических процессов на Земле и других объектах Вселенной И. М. Белозёров, В. А. Минин, Г. Н. Шаров	10
Общие вопросы связи эволюции геодинамических процессов и вулканизма (магматизма) Северной Евразии и Аппалачей в послепалеозойское время В. С. Бочкарев	12
Палеовулканология северной части Байкальской горной области В. В. Булдыгеров	16
Характер взаимоотношений вулканогенных и осадочных образований в северной части Байкало-Витимской области <i>В.В. Булдыгеров</i>	20
Дегидратация океанической плиты при скоростях субдукции 1.0–5.0 см/год (термодинамическая модель) В. И. Васильев, Н. С. Жатнуев, Е. В. Васильева, Г. Д. Санжиев	23
Древний и современный вулканизм Западной Пацифики (на примере вулканитов плит Изанаги и Западно- Тихоокеанской) И. П. Войнова	26
Вулканогенные комплексы вулкано-плутонических поясов Уральского палеозойского орогена <i>Е. Н. Волчек, В. С. Червяковский</i>	29
Первые сведения о возрасте гранитов фундамента Ямала (по результатам химического Th-U-Pb-датирования монацита и уранинита) С. Л. Вотяков, К. С. Иванов, В. В. Хиллер, В. С. Бочкарев, Ю. В. Ерохин	31
Позднекайнозойский вулканизм междуречья Ии и Уды (Восточный Саян): первые K-Ar данные <i>Е. И. Демонтерова, В. А. Лебедев</i>	33
Трансмантийные флюидные потоки и формирование плюмовых магматических резервуаров Жатнуев Н.С.,	36
О принципах реконструкций палеообстановок в свете идей А. Л. Яншина Г. Д. Исаев	38
Геодинамика и девонский магматизм припятско-днепровско-донецкого палеорифта В. С. Конищев	42
Новые палеомагнитные данные по кимберлитам и траппам Вилюйско-Мархинской зоны разломов (Якутская алмазоносная провинция) К. М. Константинов, М. З. Хузин, М. Д. Томшин, И. К. Константинов	45
Проявления современных геодинамических процессов в изменениях уровня воды в скважине E-1, Восточная Камчатка Г. Н. Копылова	49
Количественная оценка активности проявления дизьюнктивов в геофизических полях с целью выявления геопатогенных зон на Юго-Восточном Кавказе Азербайджана В. В. Коробанов	53
Модель ядра по результатам моделирования магнитного поля Земли В. А. Кочнев	56

Триасовый вулканизм центральных районов Западной Сибири В. Г. Криночкин, Ю. Н. Федоров	59
Геодинамические условия развития зон выплавления миоцен-плиоценовых базальтов над аномальной ман- тией изверженной провинции Basin&Range, Калифорния Г. В. Кузнецов, Ю. В. Перепечко, К. Э. Сорокин, В.Н. Шарапов	63
"Философия нестабильности" И. Р. Пригожина, геодинамика, вулканизм Е. Г. Мирлин, Ю. В. Миронов	65
Людиковийский вулканизм в Онежской структуре В. В. Наркисова, В. А. Крупеник, К. Ю. Свешникова	69
Вулканизм в плитотектонических циклах формирования сегмента литосферы Северо-Западной Евразии В. М. Нечеухин	73
Рифтогенный девонский вулканизм Алтае-Саянской складчатой области (латеральные вариации состава и условия проявления) <i>В. П. Парначёв</i>	76
Палеозойский вулканизм центральной части Алтае-Саянской складчатой области О. Ю. Перфилова, М. Л. Махлаев	79
Трапповые комплексы в структуре осадочного чехла запада Сибирской платформы С.Н. Прусская, Ю.Р. Васильев	82
Дайково-силловые комплексы Урала В.Н.Пучков	85
Активный вулканизм восточной, южной границ и внутренней Азии в контексте четвертичных событий <i>С. В. Рассказов</i>	86
Палеовулканологические реконструкции пермских вулкано-тектонических структур южного борта Кураминской зоны Я. М. Рафиков	90
Датирование машакского вулканизма методами изотопной геологии: ситуация 2011 Ю. Л. Ронкин, С. Синдерн, А. В. Маслов	93
Палеофлоры, стратиграфия, изотопные датировки – достигнут ли консенсус? (на примере Охотско- Чукотского вулканогенного пояса) <i>Т. Б. Русакова</i>	97
Среднепалеозойские субщелочные гранитоиды и связанные с ними включения вулканического стекла в породах метаморфического комплекса Дувефьорд (о. Северо-Восточная Земля, арх. Шпицберген) <i>А. Н. Сироткин, Е. В. Толмачёва</i>	101
Тыловые палеорифты Северного Тянь-Шаня Л. И. Скринник	105
О длительности и периодичности развития рудно-магматических систем вулканических дуг окраин Тихого океана	100
В. Н. Шарапов, А. С. Лапухов, Л. Г. Смолянинова Происхождение вулканических взрывов	108
В.С. Шкодзинский Позднекайнозойский вулканизм Центральной Азии – проекция горячего поля мантии на земную поверхность	112
В. В. Ярмолюк, Е. А. Кудряшова, А. М. Козловский	115
II. ВУЛКАНИЧЕСКАЯ ПЕТРОЛОГИЯ	
Эоценовые вулканиты Шахдагского прогиба Малого Кавказа и вопросы их петрологии (Азербайджан) <i>Т. Г. Ахмедова, Р. Б.Керимов</i>	118
Геохимия и петрология реститовых перидотитов и вулканитов Баянгольской аккреционной призмы М. А. Горнова, И. В. Гордиенко, А. Я. Медведев	120
Петрология среднепалеопротерозойских вариолитовых лав Прионежья (Онежская структура, Центральная Карелия) <i>А. Н. Гудин, А. В. Чистяков</i>	123

123

Геохимическая зональность магматической провинции как отражение неоднородности литосферы (на примере триаса Западно-Сибирской плиты) <i>К. П. Иванов</i> , К. С. Иванов, В. А. Коротеев	127
Вулкано-плутонические ассоциации щелочных пород западного склона Южного Урала (Алатауский анти- клинорий) и условия их формирования <i>С. Г. Ковалев, С. С. Ковалев</i>	129
Условия сохранности древних вулканических стёкол В. Г. Кориневский	132
Базальты OIB-типа бассейна р. Ирбисту, юго-восток Горного Алтая: геохимия, Sr-Nd-изотопный состав и магматический источник В. И. Крупчатников, В. В. Врублевский, И. Ф. Гертнер, В. А. Кривчиков	135
Вещественные особенности пород экитыкинской свиты (Южная Чукотка) К. А. Лебеденко, Е. Н. Буравлёва	139
Петролого-минералогические особенности субвулканических пород южной части Кузбасса (Южная Сибирь) <i>А. В. Наставко, Е. В. Бородина, Р. А. Шелепаев, А. Э. Изох</i>	141
Метасоматизированные риолиты и дациандезиты Ичигин-Уннейваямского рудного района (Западно- Камчатско-Корякский вулканический пояс) В. М. Никитина	144
Мантийные источники и РТ-условия генерации высоко- и низко-Ті расплавов мезопротерозойской Камско-Бельской крупной магматической провинции (Западный склон Урала) А. А. Носова, Л. В. Сазонова, А. В.Каргин, В. М. Горожанин, Ю. О. Ларионова, С. Г. Ковалев	149
Ультрамафитовые дайки в сакаркинском аккреционном комплексе Сихотэ-Алиня В. С. Приходько, Л. Л. Петухова	152
Кимберлиты и платобазальты Сибирской платформы – вулканизм на протяжении 1 млрд. лет как следствие эволюции суперплюма О. М. Розен	155
Минералого-петрографические особенности изменения вулканических пород венда Волыно-Подольской окраины ВЕП К. В. Руденко, Е. И. Деревская	161
Магматизм Худолазовской мульды на Южном Урале Д. Н. Салихов, Г. И. Беликова, В. Н. Пучков, И. Р. Рахимов	163
О некоторых особенностях интрузивных обломков из верхнемеловых отложений Вандамской зоны юго-восточного Кавказа.	167
Г. А. Самеоова, Г. С. Джафирова Генезис высокомагнезиальных вулканитов Ветреного пояса (Восточная Карелия) по данным исследований U-Pb и Lu-Hf систем в ксеногенных цирконах, Sm-Nd системы в породах и минералах В. Ф. Смолькин, Е. В. Шарков, К. И. Лохов, С. А. Сергеев, А. В. Чистяков	169
Некоторые петрохимические особенности ранне-среднеюрских базальтоидов востока Центрального Кавказа и Восточного Кавказа как основа для районирования В. А. Снежко	172
Петрохимическая модель мантийного магматизма в координатах Mg-(Fe+Ti)-Al: оценка условий генерации родоначальных магм главных вулканических серий Ж. А. Федотов	176
Среднерифейская рифтогенная вулкано-плутоническая ассоциация Башкирского мегантиклинория: состав, геохимическая и палеогеодинамическая эволюция, магматические источники, минерагения В. В. Холоднов, Е. С. Шагалов	180
Уникальная быстрая смена состава расплавов в извержениях 1720–1721 гг. вулканов Лаохейшан и Хуошаошан, СВ Китай: роль компонентов литосферы и астеносферы И. С. Чувашова, С. В. Рассказов, Т. А. Ясныгина, Н. Н. Фефелов, Е. В. Саранина	184
Природа связи магматизма с геодинамическими процессами В. С. Шкодзинский	188
<ul> <li>уникальная оыстрая смена состава расплавов в извержениях 1/20–1/21 нг. вулканов лаохеишан</li> <li>и Хуошаошан, СВ Китай: роль компонентов литосферы и астеносферы</li> <li>И. С. Чувашова, С. В. Рассказов, Т. А. Ясныгина, Н. Н. Фефелов, Е. В. Саранина</li> <li>Природа связи магматизма с геодинамическими процессами</li> <li>В. С. Шкодзинский</li> </ul>	184 188

ВУЛКАНИЗМ И ГЕОДИНАМИКА, Екатеринбург, ИГГ УрО РАН, 2011

597

## III. ФАЦИАЛЬНО-ФОРМАЦИОННЫЙ АНАЛИЗ ВУЛКАНОГЕННЫХ ОБРАЗОВАНИЙ, КЛАССИФИКАЦИЯ И НОМЕНКЛАТУРА ВУЛКАНИЧЕСКИХ ПОРОД, ПРОБЛЕМЫ ДИАГНОСТИКИ ПОРОД

Верхнеплиоцен-четвертичный вулканизм, формы его проявления в Воротан-Горисском диатомитоносном бассейне	
Т. А. Авакян, Ж. О. Степанян	192
Роль вулканогенного материала в образовании атканской свиты Аян-Юряхского антиклинория А. А. Астахова, А. Э. Хардиков, И. А. Холодная	194
Молодые разновозрастные комплексы игнимбритов Приэльбрусья: геохронологические и геохимические аспекты изучения <i>С. Н. Бубнов, В. А. Лебедев, Ю. В. Гольиман</i>	197
Геологическое положение и возраст меймечитового вулканизма Сибирской платформы Ю. Р. Васильев	201
Петрохимическая диаграмма Заварицкого: ее эвристические возможности в исследовании вулканических серий <i>М. Л. Гельман</i>	203
Особенности состава и фациальное значение терригенных пачек в позднепалеозойской истории вулканизма Чаткальского хребта (Узбекистан) <i>А. Д. Гончар</i>	207
Параллельные долеритовые дайки Полевского района Среднего Урала К. С. Иванов, С. В. Берзин, Ю. В. Ерохин	209
Вулканические фации и генезис некоторых типоморфных пород девонской железоносной формации на Алтае Э. Г. Кассандров	212
Силурийский вулканизм восточного склона Приполярного Урала. Минералого-геохимические данные по вулканитам бассейна р. Щекурья К. Ю. Кудрин, М. Г. Жалбэ	216
Субщелочные мафит-ультрамафитовые комплексы Северо-Востока Центрального Казахстана Л. И. Магретова, Х. К. Исмаилов, М. С. Гранкин	219
Некоторые особенности пород, образующихся при формировании верхнекайнозойских вулканических пеплов, северного склона Восточного Кавказа на территории Дагестана <i>В. У. Мацапулин, С. И. Исаков</i>	223
Петрохимические и геохимические особенности каледонских вулканитов Приполярного Урала Л. Н. Мочалкина, Ч. В. Хонинов	226
Литохимическая диагностика вулканогенной примеси в нижнепалеозойских отложениях хр. Енганэ-Пэ (Полярный Урал) <i>Н. Ю. Никулова</i>	229
Типы базальтоидных даек Шаваз-Дукентского грабена (Срединный Тянь-Шань) Я. М. Рафиков	231
Необычные игнимбриты Верхнеавачинской кальдеры (Камчатка): строение разрезов и петрохимические особенности <i>А. Н. Розолии, В. Л. Лариов, О. В. Кусикас</i>	234
Субщелочные магматические породы раннего девона на севере Сакмарской зоны Южного Урала А. В. Рязаниев, А. А. Белова, А. А. Третьяков, С. В. Дубиниа	234
Микросферулы из отложений почвенно-пирокластического чехла Западно-Кошелевского вулкана (Южная Камчатка) <i>Е. И. Сандимирова</i>	242
Контрастно-бимодальные вулканические ассоциации континентальных подвижных поясов: продолжение дискуссии Л. Н. Шарпенок, Е. А. Кухаренко, А. Е. Костин	246
Геологическая природа вулканомиктовых олистостромовых образований силура и девона Петропавловской зоны Тагильского прогиба В. П. Шатров	250

## IV. ВУЛКАНИЗМ РАЗЛИЧНЫХ ГЕОТЕКТОНИЧЕСКИХ ОБСТАНОВОК 1. Современный и древний вулканизм зоны взаимодействия океан–континент

Вулканизм и геодинамика восточных структур Тихого океана Э. Д. Голубева	254
Геодинамика активной континентальной окраины (по данным сейсмической томографии) В. А. Ермаков, Л. И. Гонтовая	258
Вулканогенные пояса Япономорского региона: индикаторы палеозон континент-океан Л. А. Изосов, В. И. Чупрынин, К. Ю. Крамчанин, В. В. Анохин, А. А. Огородний, Н. С. Ли	262
Разломная система, кайнозойский вулканизм и сейсмоактивные зоны Южного Приморья (Япономорское звено Западно-Тихоокеанской зоны перехода континент–океан) Л. А. Изосов, Е. А. Бессонова, К. Ю. Крамчанин, В. В. Анохин, Н. С. Ли, А. А. Огородний	266
Раннепалеозойские вулканические комплексы Южного Урала: петролого-геохимические особенности, геодинамические реконструкции <i>А. М. Косарев</i>	270
Вулканизм зоны взаимодействия океан-континент и природа периодичности геодинамических процессов в истории Земли В. В. Параев, Э. А. Еганов	274
Глубинное строение и минерагения континентальных окраин переходной зоны Евразия – Тихий океан <i>А. Г. Родников</i>	278
IV. 2. Современный и древний океанский вулканизм	
Рифы как показатель активности рифтовой зоны Красного моря Т. В. Антоновская, А. М. Подражанский	282
Вулканизм и геодинамика субмеридиональных хребтов Тихого океана Э. Д. Голубева	286
Роль вулканических и тектонических процессов в геоморфологии, структурообразовании и сегментации ультрамедленных спрединговых хребтов. <i>А. В. Кохан, Е. П. Дубинин</i>	289
К строению конических гор и холмов ложа СЗ Пацифики В. Л. Ломтев	293
Интегрированный каталог позднекайнозойских подводных вулканов Тихого океана В. А. Рашидов	297
Океанические базальты Чарской сутурно-сдвиговой зоны: геохимия, мантийные источники и геодинамические обстановки И. Ю. Сафонова, В. А. Симонов, Е. В. Курганская	300
Раннедевонский ("инициальный") вулканизм Восточно-Магнитогорского палеовулканического пояса (Южный Урал)	204
1. <i>Н. Сурин, В. М. Мосеичук</i>	304
IV. 3. Островодужный вулканизм (энсиматических и энсиалических островных дуг)	
U-Pb SHRIMP датирование возраста вулканогенно-осадочных и метаморфических пород нижнего структурного яруса Камчатки 3. Г. Бадрединов, И. А. Тарарин, Б. А. Марковский, Б. И. Сляднев, В. М. Чубаров	308
Геодинамические обстановки формирования мезозойских и раннекайнозойских изверженных пород Сахалина В. М. Гранник	311
Геохимия и возраст кумулятивного комплекса Балхашской островной дуги в Горном Алтае Н. И. Гусев, А. А. Круглова, Ю. Е. Вовшин	315
Геохимические и геологические признаки зональности палеозойских островодужных систем на Среднем Урале	210
1. А. Петров, Ю. Л. Ронкин, О. П. Лепихина	519

Условия формирования мезоархейской континентальной коры Карельского кратона С. А. Светов, М. А. Гоголев, А. И. Светова	323
Геодинамическая эволюция Онежской структуры, Центральная Карелия С. А. Светов, В. С. Куликов	326
Раннефаменский шошонитовый вулканизм Восточно-Магнитогорской палеоостровной дуги (Южный Урал) <i>Т. Н. Сурин</i>	329
Включения "оливиновых базальтов" в эффузивах острова Парамушир А. Я. Шевко, М. П. Гора, С. В. Ковязин, Т. Ю. Тимина, А. А. Томиленко	333
Породные и минеральные ассоциации энсиматической островной палеодуги <i>Р. М. Юркова, Б. И. Воронин</i>	337
IV. 4. Внутриплитный вулканизм	
Эволюция палеопротерозойского внутриплитного вулканизма Имандра-Варзугской и Печенгской структуры, Кольский кратон (по материалам бурения FAR-DEE Project) М. М. Богина, В. Л. Злобин, Е. В. Шарков	340
Эволюция внутриплитного вулкано-плутонизма протерозоя Карелии <i>А.И. Голубев</i>	344
Континентальный внутриплитный вулканизм Монголо-Забайкальского региона И. В. Гордиенко	347
Геодинамические условия пространственно-временного совмещения базитового и кимберлитового магматизма Сибирского кратона в среднем палеозое <i>А. И. Киселев, К. Н. Егоров, В. В. Ярмолюк</i>	351
Физико-химические параметры внутриплитного кайнозойского базальтового магматизма Южно-Байкальской вулканической области В.А. Симонов, С.В. Ковязин	355
Мезозойская арктическая провинция внутриплитного магматизма и её роль в процессе океанообразования <i>Н. И. Филатова</i>	357
IV. 5. Вулканизм сложных геотектонических обстановок	
Внутриплитовые и субдукционные источники девонского магматизма Алтае-Саянской рифтовой области <i>А. А. Воронцов</i>	360
Зональность новейших вулканитов Большого Кавказа ее геодинамическая интерпретация В. М. Газеев, А. В. Мясников, А. Б. Лексин, А. Я. Докучаев, А. Г. Гурбанов.	365
Этапы и геодинамическая обстановка формирования вулкано-плутонических комплексов восточной окраины Монголо-Охотского орогенного пояса И. М. Дербеко	368
Геодинамика, вулканизм и минерагения Уральского Севера В. А. Душин	372
Эволюция орогенного вулканизма подвижных поясов Азии А. М. Курчавов	375
Некоторые механизмы ассимиляции вмещающих пород высоко-Mg расплавами и возможная геодинамическая интерпретация этого явления (Западный склон Урала) Л. В. Сазонова, В. М. Горожанин, А. А. Носова, Ю. О. Ларионова, С. Г. Ковалев	380
Особенности проявления мезозойского вулканизма Куринской межгорной впадины А. С. Салахов	384
К выделению позднепалеозойских окраино-континентального и внутриконтинентального вулкано- плутонических поясов Казахстана Э. Ю. Сейтмуратова, Ф. Ф. Сайдашева, Я. К. Аршамов, Ш. А. Жакупова, Л. П. Парфенова, Р. Т. Баратов	387

## 600

#### СОДЕРЖАНИЕ 601 Особенности геодинамических обстановок образования метабазитов харбейского метаморфического комплекса 391 Н. С. Уляшева Неогеновые вулканические плато Хэвэн и Тумусун юго-западного фланга Байкальской рифтовой зоны: минералого-геохимические особенности базальтоидов как следствие условий магмообразования и гетерогенности литосферной мантии. С. С. Цыпукова, Е. И. Демонтерова, А. Б. Перепелов 393 Баренцевоморская мезозойская магматическая провинция: строение и <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar возраст Э. В. Шипилов, Ю. В. Карякин 396 V. СОВРЕМЕННЫЙ ВУЛКАНИЗМ И ПРИРОДНЫЕ КАТАСТРОФЫ: ПРОГНОЗ ЦУНАМИ, ВУЛКАНИЧЕСКОЙ И СЕЙСМИЧЕСКОЙ ОПАСНОСТИ Электронный каталог извержений вулканов мира Д. Р. Акманова, А. В. Викулин 401 Подводные вулканы Центральных Курил В. И. Бондаренко, В. А. Рашидов 404 Объемная модель тектономагматического процесса в Ключевской группе вулканов по комплексу геофизических данных И. А. Гарагаш, Л. И. Гонтовая, В. А. Ермаков 407 Активность вулкана Шивелуч по видео и спутниковым данным О. А. Гирина, Ю. В. Демянчук, А. Г. Маневич 410 Вулкан Кизимен: особенности подготовки и динамика извержения 2010-2011 гг. Е. И. Гордеев, В. А. Дрознин, И. К. Дубровская, Н. А. Малик, Я. Д. Муравьев, А. А. Овсянников 414 Основные этапы эруптивной истории вулкана Пик Сарычева, о. Матуа, Курильские о-ва А. В. Дегтерев, А. В. Рыбин, И. В. Мелекесцев, Н. Г. Разжигаева 415 Латеральная изменчивость состава новейших вулканических серий СВ части Армянского Нагорья Р. Т. Джрбашян, Ю. Г. Гукасян, С. Г. Карапетян, Х. Б. Меликсетян, А. Х. Мнацаканян, Г. Х. Навасардян 418 Полигенный четвертичный вулкан Арагац (Малый Кавказ, Армения): история развития и продолжительность активности В. А. Лебедев 422 О возможности использования различных моделей очаговых спектров тектонических землетрясений применительно к вулкано-тектоническим землетрясениям вулкана Ключевской В. К. Лемзиков 426 Оценка характеристик затухания поперечных сейсмических волн вулкано-тектонических землетрясений в постройке вулкана Ключевской и определение поглощающих свойств среды по импульсам слабых вулканических землетрясений в конусе вулкана Ключевской 430 М. В. Лемзиков Значение первичных вулканологических наблюдений для развития современной науки А. И. Малышев 434 О направлениях дальнейшего развития наземных методов слежения за вулканами Северной группы А. И. Малышев, Н. А. Жаринов, Ю. В. Демянчук 438 Математическая модель определения периодов повышенной сейсмической опасности по паттернам малой динамики для Оренбургского Предуралья О. А. Никонорова 443 Изучение проявления палеоцунами в Южно-Курильском регионе в голоцене, как основа для прогноза природных катастроф

Н. Г. Разжигаева, В. М. Кайстренко, Л. А. Ганзей, Х. А. Арсланов, А. А. Харламов, Т. А. Гребенникова, А. О. Горбунов

Энергия вулканов и землетрясений в свете законов химии, ядерной физики и термодинамики, а также возможность предотвращения вулканических проявлений и землетрясений

446

449

Д. Н. Тимофеев.

Изменчивость прослоя дистальной тефры катастрофического извержения вулкана Пектусан (Китай/Корея) на дне морской глубоководной котловины	
И.В. Уткин	453
К проблеме повышения эффективности сейсмомониторинга Л. М. Филинский	455
Матричная систематика вулканических событий как геометризация теори и рифтогенного и коллизионного вулканизма	450
Л. М. ФИЛИНСКИИ	459
Ассимиляция корового вещества магматическим расплавом для кварцевых песчаников в трахибазальтовом расплаве: извержение 2001 года вулкана Этна, Италия. И. С. Фомин, П. Ю. Плечов	463
Эруптивные центры глиноземистых и магнезиальных базальтов на склонах Ключевского вулкана, как отражение центрального и ареального вулканизма	
А. П. Хренов	466
VI. ГАЗО-ГИДРОТЕРМАЛЬНЫЕ ПРОЦЕССЫ И РУДООБРАЗОВАНИЕ, СВЯЗАННЫЕ С ВУЛКАНИЗМОМ	

Гидротермальные изменения в габброидах впадины Маркова (Срединно-Атлантический хребет, 6° с.ш.) С. С. Абрамов, Е. О. Грознова	470
Генезис углеродисто-кремнистых прослоев в рудовмещающей вулканогенно-осадочной толще Сафьянов- ского медноколчеданного месторождения (Средний Урал) А. Л. Анфимов, Е. И. Сорока, Н. С. Ярославцева, С. П. Главатских	474
Термодинамическая модель гидротермальной системы Курило-Камчатской островной дуги М. В. Артименко, К. В. Чудненко, Г. П. Королева	477
Формы нахождения вещества в магматогенно-гидротермальном растворе в различных термодинамических обстановках <i>М. В. Артименко</i>	480
Подповерхностные фазовые барьеры и их влияние на перераспределение элементов в современных вулкано-гидротермальных системах (на примере в. Головнина) <i>Е. П. Бессонова, С. Б. Бортникова, Р. В. Жарков</i>	483
Палеовулканические структуры Южного Урала в формировании геофизического обеспечения прогнозиро- вания и поисков крупных и суперкрупных колчеданных месторождений <i>А. М. Виноградов</i>	487
Колчеданные рудопроявления в вулканитах Имандра-Варзуги (Кольский полуостров) – реликты палеопро- терозойских гидротерм Ю. Л. Войтеховский, В. И. Пожиленко, А. В. Волошин, С. М. Карпов	491
Металлогения внутренней зоны ОЧВП А. В. Волков, А. А. Сидоров, А. Д. Чехов, К. В. Уютнов	495
Перспективы рудоносности вулкана Кудрявый (Курильские острова) с учетом аэрогеофизических данных <i>Т. В. Володькова</i>	499
Рудогенез вулканогенно-плутонических комплексов докембрия Карелии А. И. Голубев, В. И. Иващенко	503
Петрологические особенности и геодинамическая обстановка вулканизма, контролирующего колчеданно- полиметаллическое оруденение в Восточной Туве <i>Н. И. Гусев</i>	507
О роли подводных газово-флюидных разгрузок в формировании уникальных ураново-редкометалльных месторождений Ергенинского района Калмыкии <i>С. Ю. Енгалычев</i>	511
Роль ленточно-цепочечных структур гелево-коллоидных коагулятов в формировании крупномасштабных колчеданно-сульфидных месторождений и других полезных ископаемых К. К. Золоев, Т. Н. Кривко	513

## 602

Условия формирования и разгрузки гидротермальных систем Северных и Центральных Курильских островов <i>Е. Г. Калачева</i>	517
Некоторые особенности поведения марганца в термальной воде источников и хемогенных осадках из нее в районе Кихпинычского долгоживущего вулканического центра (КДВЦ) О. Ф. Карданова	520
Содержание и генезис редкоземельных элементов в современных вулканогенных гидротермальных системах Камчатки Г. А. Карпов, А. Г. Николаева, Ю. В. Алехин	524
Современные низкотемпературные гидротермальные системы на колчеданных месторождениях урала (по результатам дешифрирования космоснимков) <i>А. Ю. Кисин, М. Е. Притчин</i>	528
Кальдера вулкана Узон (Камчатка) – уникальная природная лаборатория современного нафтидогенеза А. Э. Конторович, В. А. Каширцев, С. Б. Бортникова, Г. А. Карпов, Е. А. Костырева, А. Н. Фомин	531
Нефтегазоносные вторичные кварциты и пропилиты Западной Сибири как отражение гидротермальных процессов в палеовулканах ископаемых рифтов <i>А. Д. Коробов, Л. А. Коробова, А. А. Качкин</i>	535
Зависимость типа и масштаба медноколчеданного оруденения от глубинности магматических источников островодужных вулканических комплексов, вмещающих медноколчеданные месторождения В. А. Коротеев, И. В. Семенов	539
Новые данные по рудопроявлениям Рудногорненского района и вероятность открытия промышленных объектов "новогодненского типа" (Полярный Урал) <i>Т. Н. Кривко, К. К. Золоев, В. А. Коротеев</i>	542
Придонные газо-флюидные высачивания краевых зон базальтовых излияний (восточный склон Среднего Урала) Л. В. Леонова, Э. А. Королев	545
Признаки вулканогенно-осадочного образования медно-колчеданных руд Карчигинского месторождения в высоко метаморфизованных породах Курчумского блока (Рудный Алтай) К. В. Лобанов, И. В. Гаськов	549
Парагенезисы непрозрачных минералов в интрузивных траппах западной части Сибирской платформы как индикаторы динамики кристаллизации и газо-гидротермальных процессов М. П. Мазуров, Ю. Р. Васильев, А. Т. Титов, А. В. Шихова	553
Рудоносность вулканизма островных дуг А. А. Маракушев, Н. А. Панеях	557
Режимы вулканизма и колчеданообразование В. В. Масленников	559
К вопросу о палеовулканических постройках и связанные с ними оруденения Капанского рудного района Республики Армения Г. Г. Мирзоян	563
Ассоциации минералов как показатель изменения условий минералообразования улканогенных и гидротермальных кварцево-сульфидных жильных месторождений золото-сульфидной формации. С. Н. Ненашева	566
Предсубдукционное вулканогенное палеозойское железонакопление Урала Г. С. Нечкин	570
О геохимическом цикле ртути в современных вулканических газо-гидротермальных системах <i>А. А. Нуждаев, С. Н. Рычагов, И. И. Степанов</i>	573
Крупнейшие газо-гидротермальные системы и пародоминирующие месторождения мира: строение, геотермальные ресурсы, минерало-рудообразование <i>С. Н. Рычагов</i>	576
Геодинамические условия формирования вулканогенных колчеданных месторождений Южного Урала в сопоставлении с глобальными типами И. Б.Серавкин	578

ВУЛКАНИЗМ И ГЕОДИНАМИКА, Екатеринбург, ИГГ УрО РАН, 2011

603

Аргиллизация пород железосодержащими гидротермами <i>Т. П. Стримжа</i>	581
Связь вулканических явлений с залежами углеводородов на примере района Тунгусского взрыва 1908 г. Д. Н. Тимофеев.	583
Исследования сейсмоакустической эмиссии и электромагнитного излучения в скважинах Камчатского геодинамического полигона А. К. Троянов, Ю. Г. Астраханцев, Н. И. Начапкин, Н. А. Белоглазова, В. А. Гаврилов, А. Г. Вдовин, Е. А. Баженова	586
Первые результаты натурных экспериментов на Нижне-Кошелевском и Паужетском геотермальных месторождениях В. В. Шанина, А. А. Нуждаев	589
Авторский указатель	592

#### Вулканизм и геодинамика

Материалы V Всероссийского симпозиума по вулканологии и палеовулканологии

Сборник научных трудов

Рекомендовано к изданию Ученым советом Института геологии и геохимии Уральского отделения РАН ИД № 03004 от 13.10.2000

Техническое редактирование и компьютерная верстка – Л.К. Малышева

ИИО ИГГ УрО РАН	№ 30 Подг	дписано в печать 11.11.2011		Формат А4
Печать офсетная	Усл. печ. л. 75.5	Учизд. л. 75.5	Тираж 200	Заказ
Институт геологии и геохимии УрО РАН		620	075, Екатеринбург, 1	Почтовый пер., 7

Размножено с готового оригинал-макета в типографии ООО "ИРАУТК", 620146, Екатеринбург, ул. Шаумяна, 83