

Российская академия наук
Уральское отделение
Коми научный центр
Институт геологии

ДИАГНОСТИКА ВУЛКАНОГЕННЫХ ПРОДУКТОВ В ОСАДОЧНЫХ ТОЛЩАХ

Материалы Российского совещания с международным участием

Сыктывкар, Республика Коми
20—22 марта 2012 г.

Сыктывкар



2012

УДК 551.311.7 + 552.14

Диагностика вулканогенных продуктов в осадочных толщах: Материалы Российского совещания с международным участием. Сыктывкар: ИГ Коми НЦ УрО РАН, 2012. 204 с.

ISBN 978-5-98491-046-0

В сборнике Сыктывкарского совещания-2012 публикуются расширенные тезисы 58 докладов, которые сгруппированы по 7 темам: новые данные о проявлениях и продуктах наземного и субмаринного вулканизма (и геодинамические интерпретации); диагностика древних (метаморфизованных) вулканитов и туффоидов; вулканизм и литогенез; литохимические методы диагностики; вулканизм и рудогенез; алмаз как минерал-индикатор; некоторые дискуссионные вопросы.

Материалы предваряются обширным предисловием редактора (Я. Э. Юдовича), в котором дано обобщение наиболее существенных результатов, изложенных в докладах. По мнению редактора, несмотря на относительно скромное число докладов (меньше ожидаемого), представленные материалы вносят ценный вклад в познание вулканогенно-осадочного литогенеза.

Diagnostics of Volcanogenic Products in Sedimentary Sequences: Proc. Russian meeting, with international contribution (Syktyvkar, Russia, Komi Republic: March 20—22, 2012). Syktyvkar: IG KomiSC UB RAS, 2012. 204 pp.

The Proceedings include extended abstracts of all the 58 reports presented on the Syktyvkar-2012 meeting. Abstracts are divided on the 7 topics: new data about regional volcanism and geodynamic issues; diagnosis of ancient (metamorphosed) volcanites and tuffoids; volcanism and lithogenesis; lithochemical methods of diagnosis; volcanism and ore genesis; diamond as index-mineral; some topics of discussion.

The Proceedings are edited by Dr. Ya. E. Yudovich, compiled extensive Editor's Preface.

Тексты докладов воспроизведены в авторской редакции,
с незначительной технической правкой

ISBN 978-5-98491-046-0

© Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, 2012
© Я. Э. Юдович, предисловие редактора, 2012

НЕСБЫВШИЕСЯ ОЖИДАНИЯ

ПРЕДИСЛОВИЕ РЕДАКТОРА

Исключительная важность процессов вулканизма как для литогенеза, так и для рудогенеза – очевидна и не требует специального обоснования. Уместно напомнить, что проблемы диагностики проявлений вулканизма в осадочных толщах возникли отнюдь не сегодня; они с полной ясностью формулировались в советской геологии еще 43 года назад. В своем обширном редакторском предисловии к замечательной книге Г. С. Дзоценидзе «Роль вулканизма в образовании осадочных пород и руд» [4], академик А. В. Сидоренко писал: «*Вулканогенный процесс вносит в геохимию гипергенеза свои особенности и такие сочетания химических элементов, которые не свойственны гипергенному процессу*» [4, с. 10].

А. В. Сидоренко указал также на необходимость количественной оценки роли вулканогенных продуктов в сложении осадочных толщ: «*На первых порах количественная оценка содержания пирокластического материала в отдельных осадочных и вулканогенных породах в составе осадочно-вулканогенных формаций представляла бы значительный интерес. Задача будущих исследований — определить количественное распространение и удельное значение вулканогенно-осадочных толщ среди осадочных отложений отдельных периодов, а также количество вулканогенного материала в отдельных осадочных толщах. Эти определения могли бы помочь оценить развитие вулканизма в истории земной коры. Учет распространения вулканогенного материала и его количественная оценка очень важны также для поисковых работ и для решения палеогеографических задач*» [4, с. 12].

Крах СССР и связанный с этим развал советской геологии лишь обострил актуальность указанных научных проблем; однако теперь решение их требует осмысления огромного массива новых фактов, полученных, главным образом, в геологии океана. Кроме того, бурный приток новой информации порождается интенсивным развитием геохимии — в особенности, литохимии и геохимии изотопов.

С учетом сказанного, на Сыктывкарском совещании «**Диагностика вулканогенных продуктов в осадочных толщах» (20–22 марта 2012 г.)** предварительно планировалось обсуждение следующих вопросов.

1. Новые данные о проявлении вулканогенных процессов наземного и субмаринного типов. Соотношение вулканизма и литогенеза.

2. Минералогические методы диагностики вулканогенно-осадочного процесса.

3. Литохимические методы распознавания туффоидов (туфов, туффитов, терригенных и гидрогенных горных пород с примесью пирокластики).

4. Распознавание туффоидов с помощью методов геохимии химических элементов-примесей.

5. Диагностика вулканогенно-осадочных продуктов с помощью изотопных методов.

6. Диагностика вулканогенных геохимических горизонтов стратисферы.

7. Вулканогенно-осадочный рудогенез и методы его диагностики.

При составлении этой научной программы Оргкомитету не пришлось «изобретать велосипед», поскольку большинство перечисленных тем были рассмотрены в нашей недавней (2010) монографии [18]. Однако, как это обычно и случается, жизнь внесла существенные коррективы в тематику совещания. Так, при довольно хорошем наполнении п. 7 программы (пять докладов), совершенно не затронутыми остались проблемы вулканогенных геохимических горизонтов (п. 6; см. [18, с. 54–95]) и методы изотопной диагностики вулканогенного материала (п. 5; см. [18, с. 349–368]). Индикаторное значение элементов-примесей (п. 4), хотя и присутствовало в нескольких докладах, в целом было освещено крайне слабо. Напротив, неожиданно для Оргкомитета, значительное место в докладах было уделено традиционному петрографическому методу распознавания вулканотерригенной кластики (что, как нам казалось, не вызывает больших трудностей).

Вообще же, Оргкомитет рассчитывал на большее число докладов, исходя из очевидного положения об исключительной важности достоверной диагностики вулканогенных продуктов в осадочных толщах. Тот факт, что докладов оказалось гораздо меньше, чем ожидалось, объясняется, вероятно, тремя разными причинами:

– во-первых, тем, что проблемой не заинтересовались геологи-нефтяники, представляющие самый многочисленный отряд литологов;

– во-вторых, тем, что профессионалы-петрографы, привыкшие работать с *беспорными* вулканитами, туфами и туффитами, также не проявили серьезной заинтересованности в обсуждении проблемы (по-видимому, просто ее не осознавая);

– в-третьих, тем, что совсем недавно (2009–2011 гг.) состоялась целая серия крупных литологических форумов (в Екатеринбурге, Сыктывкаре, Москве, Казани), способная истощить портфель оригинальных материалов потенциальных участников Сыктывкарского совещания-2012.

В итоге на совещание поступило только 58 докладов (вместо ожидаемых Оргкомитетом, по меньшей мере, 100–120 докладов).

Тем не менее, среди представленных материалов оказалось немало интересного и ценного; мы попытаемся кратко рассмотреть их, не ста-

раясь строго придерживаться сформулированных выше тем научной программы совещания.

1. Новые данные о проявлениях и продуктах наземного и субмаринного вулканизма. Геодинамические интерпретации.

Эта тематика оказалась на совещании доминирующей. Целиком или частично ей были посвящено около 20 сообщений:

Т. Н. Алексеевой и В. Н. Свальнова; С. В. Андрищенко и А. А. Воронцова; Т. Г. Ахмедовой; Н. С. Бискэ; А. А. Воронцова, Г. С. Федосеева, О. Ю. Перфиловой и А. В. Травина; В. П. Гнидеца; А. Д. Гончара; В. У. Мацапулина, С. И. Исакова и А. Р. Юсупова; В. Г. Кориневского; один из докладов **Б. А. Малькова;** доклад **А. Г. Родникова;** доклад **А. Д. Савко, А. В. Бурдастых и А. В. Милаша;** один из докладов **В. Н. Свальнова и Т. Н. Алексеевой;** один из докладов **В. В. Середина (в соавторстве с И. Ю. Чекрыжовым);** доклады **А. А. Соболевой, Ю. С. Симаковой, В. Н. Филиппова и Ю. И. Мороковой; Т. М. Сокур; Н. И. Филатовой; Р. М. Юрковой и Б. И. Воронина.**

1.1. Современный и позднекайнозойский субмаринный вулканизм

Прежде всего, следует выделить исключительно ценные материалы по субмаринному вулканизму, представленные в докладах океанологов — **Т. Н. Алексеевой и В. Н. Свальнова,** подробно описавших вулканогенный материал в осадках восточной части Индийского океана, граничащей с вулканически активной Зондской островной дугой. **Ценность этих материалов в том, что занос в осадки пирогенных и вулканокластических материалов происходил совсем недавно и продолжается поныне, что позволяет делать вполне достоверные наблюдения, обходясь без «многоступенчатых» интерпретаций, неизбежных при изучении более древних осадочных толщ.**

Было показано, что на обширных площадях глубоководные осадки содержат: а) прослой тефры; б) слои туффитовых отложений, представляющих смесь вулканокластического и пелагического осадочного материала; в) обломки пемзы; г) примесь рассеянных вулканокластических минералов алевритовой размерности. Кроме того, на подводных склонах Больших Зондских островов встречены вулканотерригенные пески и алевриты — продукты размыва молодых вулканитов.

Установлено, что распределение на площади дна бассейна витрокластической тефры **контролируется батиметрическими фациями** [17]:

«Тефра накапливается обычно в понижениях рельефа — в западинах склонов, в седловинах возвышенностей, у подножий склонов и на дне депрессий. Причина такого распределения заключается в том, что основной компонент тефры — легкое кислое вулканическое стекло — смывается придонными течениями с положительных форм рельефа, над которыми скорость течений всегда несколько возрастает. Разнос вулканического стекла по дну приводит

либо к образованию туффитовых осадков, либо к накоплению в осадках рассеянной вулканокластической, характерной для плейстоценовых отложений восточной части Индийского океана. Весьма показательно, что продукты известного гигантского извержения Кракатау в 1883 г. не обнаружены в современных осадках в сколько-нибудь заметных количествах. Иногда тефра переотлагается суспензионными потоками, не испытывая значительного разбавления материалом иного генезиса».

Что касается молодых туффитов, то они теснейшим образом связаны с прослоями тефры, т.е. пепловых туфов:

«Туффитовые осадки сложены на 10–70 % вулканокластическими частицами, а остальная доля представлена материалом по составу, как правило, соответствующим вмещающим прослой глубокоководным отложениям. В разрезах изученных колонок туффитовые осадки образуют до шести слоев мощностью от 2 до 71 см. По периферии области распространения вулканокластического материала прослой чистой тефры почти не встречаются, а их стратиграфическое положение в колонках занимают туффитовые осадки. Сходство состава, пространственные и возрастные связи не оставляют сомнений в едином источнике вулканокластического материала тефровых и туффитовых слоев, расположенном в пределах Зондской островной дуги».

Пемза (несмотря на свою плавучесть) ассоциируется с наиболее мощными прослоями тефры, что указывает на близость ее захоронения к центрам извержений:

«Пемза обнаружена в разных типах глубокоководных осадков в виде белых и светло-серых окатанных обломков размером от долей миллиметра до 20 см. Встречаются как микропористые, так и крупнопористые разновидности, нередко наблюдается «псевдоволокнистая» структура обломков стекла песчано-алевритового размера, слагающих тефру и туффиты. Наиболее обильные скопления пемзы выявлены вблизи станций с максимальными мощностями слоев тефры».

Наконец, просто «рассеянная примесь» пирокластической в осадках распространена наиболее широко, находясь в тесной генетической и пространственной связи с узнаваемыми прослоями туфов и туффитов:

«Рассеянный вулканический материал в описываемом районе распространен гораздо шире, чем слои с высокой его концентрацией, но характер распределения по площади имеет общие черты. Наиболее надежным индикатором вулканокластической примеси может служить бесцветное стекло в крупноалевритовой фракции, ареал которого между экватором и 20° ю.ш., примыкающий к Зондской дуге, подобен площади распространения тефры и туффитов».

В итоге авторы приходят к выводу о существовании в восточной части Индийского океана своеобразной **седиментогенной макропровинции:**

«Таким образом, в восточной части Индийского океана вулканокластический материал составляет небольшую по объему, но важную с фациально-генетической точки зрения составляющую глубокоководных осадков. Сосредотачиваясь в обширной области, при-

мыкающей к Зондским островам, он характеризует определенную седиментационную макропровинцию. В пределах этой провинции вулканокластическое вещество сходно по составу независимо от того, встречается ли оно в виде тэфровых («пепловых») прослоев, смешанных с пелагическими компонентами туффитовых слоев, или рассеяно в массе осадков. Всюду доминирует бесцветное липаритовое стекло в ассоциации с пироксенами, роговой обманкой, биотитом, апатитом, роговой обманкой, цирконом. Это свидетельствует о едином источнике вулканокластики, расположенном в пределах Зондской островной дуги. Не исключено, что плавучая пемза (наряду с ветрами и течениями) является важным фактором переноса в открытый океан продуктов гигантских плейстоценовых взрывных извержений».

Значение этих результатов для теории литогенеза (а именно, его вулканогенно-осадочного типа) — трудно переоценить.

В другом докладе литологи Ин-та океанологии сделали важное обобщение, рассмотрев прямые и косвенные признаки океанского подводного вулканизма. **Прямыми признаками** подводных излияний служат находки на морском дне (особенно в рифтовых зонах) базальтов и гидротермальных построек весьма характерного минерального состава. **Косвенными признаками** считают геохимические аномалии, включая твердые, жидкие и газообразные фазы в морской воде. К таковым, например, относятся металлоносные илы: осадки, содержащие более 10 % железа (в пересчете на бескарбонатный и бескремнистый материал), обогащенные марганцем и некоторыми малыми элементами, но обедненные элементами-гидролизатами. Страховский модуль (Fe+Mn)/Ti может являться критерием наличия в осадке эксгальтативного материала и степени его концентрирования. Однако перечисленные критерии эндогенного вещества относительно надежны только вблизи источников такого материала, а на значительном удалении от них становятся менее информативными.

К косвенным признакам относят также петрографические, в частности, марино-литогенные продукты разрушения субаквальной литосферы (пород дна океана), называемых в целом *эдафогенными компонентами*. Такие компоненты, выявленные при минералогическом изучении песчано-алевритовых фракций осадков, широко распространены в различных структурно-фациальных зонах Индийского, Атлантического и Тихого океанов.

Особый интерес представляют тектоэдафогенные составляющие осадков — *марино-эндолитогенные продукты* тектонического дробления (растрескивания, перетиранья) пород. К эндолитогенным относятся также фрагменты, возникшие в результате подводного выветривания и эрозии, при растрескивании и дальнейшей поствулканической или гальмиролитической переработке подводных эффузивных пород. Перемещаясь вниз по склонам под воздействием придонных течений, суспензионных потоков и грави-

тационных склоновых процессов, продукты разрушения вулканитов могут формировать грубообломочные накопления, так называемые *эдафогенные турбидиты*. Весьма нетривиальную информацию о подводном магматизме несет также состав ядер железо-марганцевых конкреций (ЖМК). Например, изучение ядер ЖМК в Канарской котловине позволило определить, что

«70 % изученных <...> составляют габбро и перидотиты, 24 % приходится на метаморфиты, среди которых также преобладают породы, развивающиеся по перидотитам. Весь набор пород, включая долериты (6 %), являются неотъемлемой частью офиолитовой ассоциации океанской коры. Явное преобладание перидотитов и габбро свидетельствует о том, что участок дна, с которого поступали обломки (ядра будущих конкреций) сложен глубинными породами третьего и четвертого (мантийного) слоев океанической коры. Выход их на поверхность дна указывает на блоковое строение коры в этом районе».

Наконец, важны и минералогические критерии. В рифтовых зонах срединных океанических хребтов обычно сосуществуют терригенный и эдафогенный комплексы обломочных минералов. Например, в осевой зоне Красноморского рифта *«комплекс терригенных компонентов представлен гранатами, цирконом, менее типичны мусковит, биотит, апатит, сфен, тремолит-актинолит, ромбические пироксены. Среди комплекса эдафогенных минералов определены оливин, хлорит, основное стекло, черные рудные минералы, средние и основные плагиоклазы, моноклинные пироксены, хлоритизированные обломки. За пределами осевой зоны прослеживается терригенный комплекс эпидота, обыкновенной роговой обманки, кварца и кислых плагиоклазов».*

Хотя эффективность перечисленных критериев различна, совокупность их позволяет прогнозировать местоположение и характер источника эндогенного вещества.

По данным геофизического геотраверса, в осадочных бассейнах Охотского моря (Татарский пролив и Курильская котловина) проявился активный магматизм, связанный с рифтогенезом и спредингом (доклад **А. Г. Родникова**). Полагают, что магматизм был обусловлен подъемом астеносферного диапира к подошве земной коры, что привело к расколу литосферы и излияниям магматических расплавов. При этом мантийные флюиды астеносферных диапиров определяют геодинамическое развитие осадочных бассейнов и формирование в них углеводородных залежей. Описанные бассейны принципиально различаются: Татарский пролив является крупной *континентальной* рифтовой структурой, выполненный мощной (8–10 км) толщей осадков позднемелового–четвертичного возраста, а Курильская котловина относится к *задуговым впадинам*, в которой неоген–четвертичный осадочный чехол имеет мощность до 4 км и лежит на вулканогенно-осадочном фундаменте. В обеих структурах вулканизм проявлен в форме мощных толщ лав, но в Татарском проливе палеогеновые и неогеновые вулканиты — базаль-

товые, а в Курильской котловине вулканиды преимущественно миоценовые и представлены андезито-базальтами, андезитами, реже базальтами и андезито-дацитами. К периферии этой впадины тяготеют молодые вулканы преимущественно плиоцен–плейстоценового возраста, извержения которых породили прослой пепловых туфов в осадках. Над астеносферными диапирами в осадочном чехле в Татарском проливе зафиксированы залежи углеводородов, а в Курильской котловине на вершинах подводных вулканов установлена сульфидная минерализация.

1.2. Молодой (кайнозойский) вулканизм складчатых и активизированных платформенных областей

По данным азербайджанских геологов (доклад **Т. Г. Ахмедовой**) в эоцене на азербайджанской территории Малого Кавказа существовал самостоятельный седиментационный палеобассейн, синхронно питавшийся за счет лавового, пеплового, гидротермального выбросов местных вулканов и терригенного материала, привнесенного из областей денудации. Эоценовый вулканизм мощно проявился в палеогеновых прогибах, эволюционируя от островодужного типа к рифтогенному. Среди вулканических образований удается распознать пирокластические, лавовые и сложные конусы, вулканические купола и смешанные стратовулканы. Помимо толщ вулканидов, в прогибах накапливались мощные вулканогенно-осадочные толщи, сложенные туфоалевролитами, туфопесчаниками, туфогравелитами, туффитами, туфобрекчиями, туфоконгломератобрекчиями.

Дагестанские геологи **В. У. Мацапулин, С. И. Исаков и А. Р. Юсупов** получили новые данные о проявлениях молодого (плиоцен-плейстоценового) вулканизма на Кавказе, обнаружив проявления сильно карбонатизированных пепловых туфов.

В Западном Приморье эоцен-олигоценые отложения кайнозойских впадин характеризуются промышленной угленосностью и аномально высокой рудоносностью. Они вмещают серию гидротермальных германий-угольных месторождений мирового класса — Павловское («Спецугли»), Бикинское, Шкотовское, а также многочисленные рудопоявления РЗЭ, U, Li, Au, PGE и ряда других металлов аналогичного происхождения. Согласно сообщению **В. В. Середина и И. Ю. Чекрыжова**, в последние годы получены данные о неизвестном ранее эпизоде эоцен-олигоценого вулканизма в Зап. Приморье, **с которым удалось напрямую связать редкометалльную минерализацию в угленосных впадинах этого региона**. Тот факт, что этого не было сделано раньше, объясняется полной аргиллизацией вулканических пород, залегающих в угленосных структурах, из-за чего они в течение многих лет описывались как обычные осадочные глины. Де-

тальное исследование разрезов на Павловском и Реттиховском месторождениях показало:

- наличие в глинистых породах реликтовых структур лав и туфов;

- присутствие так называемых *пиперитов*¹ — замечательных смешанных осадочно-вулканических пород, образующихся на контакте лавы с водонасыщенными осадками;

- характерный каолинит-сметтит-гидрослюдистый состав глинистых пород, свойственный аргиллизитам; смектитовый состав поздних гидротермальных золотоносных (!) прожилков;

- процессы природного коксования под пластами аргиллизитов — явное свидетельство того, что ранее это были покровы лавы;

- наконец, серию мощных геохимических аномалий, в числе которых РЗЭ (со спектром, свойственным редкоземельным туфогенным месторождениям Юннаньского типа), Ag, Sb и U, а среди макрокомпонентов — Fe, Mn, Mg и S.

В итоге авторы приходят к выводу о широком развитии эоцен-олигоценых вулканических и гидротермальных процессов в угленосных впадинах Западного Приморья.

1.3. Мезозойский и (мезозойско-кайнозойский) вулканизм складчатых и активизированных платформенных областей

В Каркинитско-Северокрымском прогибе проявился раннемеловой вулканизм, представленный лавами (андезито-базальтами и андезитами), туфами, туффитами, песчаниками и алевролитами с пирокластической примесью и вулканомиктовыми конгломератами и песчаниками (доклад **В. П. Гнидеца**). В совокупности осадочные, вулканогенно-осадочные и вулканические породы образуют толщу мощностью больше 1000 м — тарханкутскую свиту. Согласно палеогеографическим реконструкциям, в раннем мелу седиментация на Палео-черноморском шельфе проходила в дифференцированной фациальной обстановке погружающегося архипелага, в мелководно-морских условиях — в режиме компенсации, а местами и перекомпенсации. Статистическая обработка результатов гранулометрии (замеры по шлифам) методом факторного анализа позволила авторам отличать породы с примесью пирокластики от нормальных осадочных: те и другие в пространстве двух факторов (F1 и F2) формируют компактные кластеры.

В этой связи уместно вспомнить, что Г. С. Дзодзенидзе еще в 1969 г. указывал на возможность далекого ветрового переноса даже крупных фракций вулканического пепла: «<...> *Н. Схиртладзе доказал, что пеплы, залегающие в апшеронских отложениях [в восточной Грузии — Я.Ю.], происходят из вулканических очагов, расположенных на территории Армении <...>. Изучение гранулометрического состава этих пеплов показало, что они кроме пелитовых частиц*

¹ или пеперитов – написание, принятое в геологических и петрографических словарях.

(<0.01 мм) содержат значительное количество алевритовых и даже псаммитовых компонентов $<...>$. Ветры могут переносить на расстояние до 100 км не только тонкий пепел, но и значительное количество крупнозернистого вулканического песка» [4, с. 56].

В пределах северо-западной активной континентальной окраины Тихого океана: (Сахалин, Камчатка, остров Карагинский) **Р. М. Юрковой** и **Б. И. Ворониним** изучалась вулканокластическая флишеидных толщ в составе фронтальных частей островных палеодуг трех геодинамических типов: 1) зрелой приматериковой; 2) развитой приокеанической; 3) примитивной приокеанической. Особое внимание уделялось продуктам изменения пирокластике — **апопелловым метасоматитам**. В результате удалось установить, что наиболее выразительным индикатором геодинамического типа палеодуги служит главный породообразующий минерал этих пород.

В мезозойских орогенных поясах происходили сложные тектонические процессы аккреции и коллизии, которые могли приводить к «растаскиванию» вулканитов с попаданием их в составе аллохтонов в совершенно чуждые им ассоциации горных пород. Например, могут быть приведены в контакт визуально схожие базальтоиды, на самом деле имеющие совершенно различную геодинамическую природу. В этой ситуации решающую роль приобретают геохимические и литофациальные методы диагностики, что показано **Н. И. Филатовой** на примере идентификации вулканитов в тектонически сближенных фрагментах среднемелового Охотско-Корякского орогенного пояса. В частности, в составе пояса распознаются: (а) тектонические фрагменты среднеюрского-готеривского яшмо-базальтового комплекса, который формировался в океанических и окраинно-морских условиях; (б) комплекс мезозойских отложений окраинно-морских бассейнов; (в) базальты внутриплитного типа, близкие по составу к вулканитам океанических поднятий и островов; (г) весьма неоднородные фрагменты терригенно-вулканогенного комплекса островных дуг. При идентификации этих фрагментов использованы такие критерии базальтоидов, как титанистость; спектры РЗЭ; отношения $[La/Yb]_N$ и $[La/Sm]_N$; диаграмма $Th/Yb - La/Yb$, а также распространение в разрезах и вещественный состав туфов, туффитов и туфогенных песчаников.

В итоге удалось показать, что самые распространенные в Охотско-Корякском поясе комплексы с вулканитами (нижнеюрские-готеривские) в геологическом отношении весьма разнообразны и представляют обширный латеральный ряд обстановок седиментации:

«окраинно-морские бассейны с зонами спрединга (яшмо-базальтовый комплекс); сегментированные островные дуги со сменяющимися по простиранию составом вулканических пород (эффузивы известково-щелочной, толеитовой и бонинитовой серий в терригенно-вулканогенном комплексе); океанические абиссальные

котловины (кремни и яшмы с линзами пиллоу-базальтов); внутриокеанические острова (комплекс ферротитанистых базальтов); срединно-океанические хребты (пиллоу-базальты яшмо-базальтового комплекса)».

Как показано в докладе **С. В. Андрущенко** и **А. А. Воронцова**, в поздней юре-раннем мелу в грабенах Забайкалья проявился довольно мощный рифтовый магматизм, в том числе — вулканизм с отчетливым щелочным уклоном. Для обломочных пород, подстилающих или перекрывающих толщи вулканитов, характерно присутствие туффитов с вулканокластикой того же состава, как и вулканиты. Например, таковы юрские песчаники, залегающие в средней части разреза удинской свиты; среди них описаны туфопесчаники:

«Над вулканитами залегают песчаники, среди которых выделяются крупно-, средне- и мелкозернистые разновидности, а также туфопесчаники, в которых наряду с обломками гранитоидов и эффузивных пород присутствует туфовый материал. Выше по разрезу песчаники сменяются глинистыми сланцами. Местами в верхах свиты песчаникам и сланцам подчинены мощные покровы андезитов».

1.4. Средне- и позднепалеозойский вулканизм складчатых и активизированных платформенных областей

В нижнефранских отложениях юго-востока Воронежской антеклизы (известная ястребовская свита) **А. Д. Савко**, **А. В. Бурдастых** и **А. В. Милаш** описали вулканиты и вулканогенно-осадочные породы. Здесь выделено шесть пачек с четкими границами напластований, соответствующих стадиям эксплозивной вулканической деятельности. Осадочные отложения, среди которых преобладают аргиллиты, образуют прослой между вулканогенными пачками, фиксируя периоды затишья вулканической деятельности, и преобладают на периферии площади распространения вулканогенных пород. Участки с максимальными мощностями вулканогенных пород локализованы в виде разобщенных полей изометричной формы вблизи разломов, где существовали вулканы, и где отмечается наибольшая размерность обломков эффузивного материала. Менее всего распространены разности пород грубообломочные, обычно это кластолавы и туфы. Наибольшим же распространением пользуются песчаники, среди которых выделяют три основных типа: вулканомиктовые, олигомиктовые (включая полевошпат-кварцевые) и слюдисто-кварцевые. В итоге воронежские литологи пришли к следующим выводам:

«1. Формирование пород ястребовской свиты происходило преимущественно в прибрежно- и мелководно-морских обстановках в зоне действующих вулканов.

2. Общий облик отложений определяется влиянием эксплозивного вулканизма, проявленного во время осадконакопления. В морских условиях вулканогенный материал перерабатывался, что определило механический износ и хорошую гранулометрическую сортировку зерен.

3. Основная область сноса располагалась на юге и юго-западе и была сложена интенсивно выветрелыми среднедевонскими осадочными и докембрийскими кристаллическими породами.

4. Общая палеогеографическая ситуация ястребовского времени предполагает местное происхождение повышенных концентраций ильменита, поставляемого вместе с взрывным материалом из вулканов».

Сыктывкарский палинолог **О. П. Тельнова** впервые сумела дать обоснование возраста по миоспорам для верхов таньюской свиты (так называемых налиматинских слоев), представляющей собою вулканогенно-осадочную толщу в составе Войкарской структурно-формационной зоны Полярного Урала (Малоуральская гряда). Согласно полученным ею данным, отложения должны датироваться ранним девоном — эмским ярусом. При этом ее вывод об островном характере флоры, удаленной от континента на расстояние не менее 1000 км, находится, как нам представляется, в хорошем согласии с представлением об островодужном характере вулканитов в составе таньюской свиты.

В южном обрамлении Ферганской впадины находится разрез западной части гор Карачатыр, признанный эталонным для верхнего карбона и перми Средней Азии (доклад **А. Д. Гончара**). Здесь в составе разногалечных конгломератов присутствуют обломки магматических пород кислого и среднего состава, по которым судят о составе петрофонда Чаткало-Кураминского региона Среднего Тянь-Шаня. При этом имеется **определенная фациальная закономерность**: гальки вулканических пород преобладают в русловых отложениях, в надводных дельтах, реже в подводнодельтовых гравелитах, а в прибрежно-морских конгломератах содержание галек осадочных и магматических пород примерно одинаковое. **А. Д. Гончар** усматривает определенную связь между количеством обломков вулканитов в псефитах и процессами излияний в области сноса в Чаткало-Кураме, удаленной от Карачатырского прогиба в современном рельефе на несколько сот километров. Такую связь можно использовать для корреляции удаленных и разнофациальных разрезов, хотя между излиянием лавы и поступлением ее обломков в процесс транспортировки есть определенный возрастной сдвиг. Помимо галек, в многокилометровом разрезе верхнего палеозоя гор Карачатыр на нескольких стратиграфических уровнях установлены линзовидные тела карбонатизированных мелкообломочных кислых пепловых туфов; вмещающие аргиллиты отнесены к отложениям подводной дельты. В Карачатырском разрезе пепловый слой повсеместно перекрывается с размывом пачкой *паттумов* изменчивой мощности (0–60 м). Пачка насыщена беспорядочно сгруженными глыбами и валунами известняков и песчаников. Паттум является проявлением подводного оползания нелитифицированных отложений. Непосредственная близость паттумов и пеплового слоя позволяет увязать происхождение ополз-

ня с сейсмическими явлениями, сопровождавшими вулканизм Чаткало-Курамы и Среднего Тянь-Шаня. Следствием вулканизма и сопровождавшей его сейсмичности часто считают присутствие в разрезах осадочных формаций т. н. «нептунических даек». В нескольких разрезах Западного Карачатыра под оползевым горизонтом они установлены в виде ряда клиновидных тел мощностью до 0,5 м, заполненных алевролитом и вертикально рассекающих на протяжении 8–10 м пачку вмещающих темносерых аргиллитов.

В одном из докладов **Б. А. Малькова** сообщалось о том, что при бурении на бокситы на Среднем Тимане (в районе Ворыквинских месторождений) были обнаружены протяженные дайки санидиновых ультракалиевых трахитов («тиманитов»), которые по К-Аг изотопным данным считаются раннепермскими (271–288 млн лет). Уникальной особенностью этих, и без того удивительных пород, оказалась высокая титанистость (TiO_2 1,8–2,6 мас. %), причем носителями титана являются не только титаномагнетит (с V и Zn!) и продукт его распада — ильменит, но также самостоятельные фазы анатаза и рутила, выстилающие стенки миарол и отчасти включенные в санидин. Размышляя о генезисе «тиманитов», **Б. А. Мальков** приходит к выводу о том, что вязкая кислая магма в ранней перми кристаллизовалась на глубинах порядка 200–300 м и имела выходы на поверхность в виде покровов.

В другом докладе, посвященном этим породам и их вероятным аналогам в иных регионах Земли, **Б. А. Мальков** высказывает **идею о фрикционной природе ультракалиевых расплавов Тимана**, возникших в зоне северо-западных герцинских дислокаций на Четласком Камне. Отсюда следует ответственный вывод о том, что общепризнанной киммерийско-альпийской активизации байкальского фундамента Тимана предшествовала более древняя активизация — герцинская, что могло бы иметь последствия для формирования «соответствующих» полезных ископаемых (Fe, V, Zn, Cu, Au).

Магаданские стратиграфы **А. С. Бяков** и **И. Л. Ведерников** обратили внимание на повышенную кремнистость и щелочность задуговых глубоководных пермских аргиллитов Аян-Юрхского и Балыгычанского бассейнов (СВ Азии) и предположили, что этот феномен связан с присутствием в таких аргиллитах пелитизированной кислой пирокластикой, что в некоторых случаях удалось подтвердить и наблюдениями в шлифах. Источником пирокластикой считают Охотско-Тайгоносскую вулканическую дугу. Этот же вывод считают справедливым и для аргиллитов Южного Верхоянья (пассивная окраина Северо-Азиатского кратона), которые также обладают несколько повышенными кремнистостью и щелочностью.

1.5. Раннепалеозойский вулканизм складчатых областей

Как сообщил **В. Г. Кориневский**, в составе нерастворимого остатка песчанистых известня-

ков нижнего ордовика на юге казахстанской части Сакмарской зоны Урала в трех пунктах найдены обломки кристаллов флогопита и рихтерита и их сростков — свидетельства присутствия в породах карбонатитовой пирокластике. Находки флогопита и рихтерита располагаются в пределах меридиональной полосы, с расстоянием между крайними точками находок около 50 км; при этом количество зерен этих минералов в известняках последовательно уменьшается в направлении с севера на юг. Поскольку основные проявления карбонатитового магматизма на Урале находятся севернее описываемого участка — в Вишневых и Ильменских горах, то напрашивается предположение о том, что там и располагался карбонатитовый вулкан, породивший пепловую тучу. Одновременно достоверная стратиграфия вмещающих пород позволяет довольно точно датировать данный эпизод карбонатитовой эксплозии: это 488 млн лет, т.е. граница тремадока/аренига. Видимо, это возраст наиболее древнего типа карбонатитов, которые формировались при расколе континентальной коры на начальных рифтогенных стадиях развития палеоокеанической структуры и генетически связаны с ультраосновной-щелочной формацией.

На севере Алтае-Саянской рифтовой области в Минусинско-Агульском секторе проявился разнотипный вулканизм. В позднем ордовике-раннем силуре (в период аккреции) геодинамический режим соответствовал активной континентальной окраине, на протяжении большей части силура — пассивной, и в раннем-среднем девоне — снова активной. Соответственно смене режимов изменялся и состав вулканитов и субвулканических образований. Однако в чем же состоит «проблема диагностики ордовикских и девонских вулканитов» — из доклада (**А. А. Воронцова и др.**) осталось не вполне ясным.

2. Диагностика древних (метаморфизованных) вулканитов и туффоидов

Этой теме были посвящены доклады воронежских, петербургских, карельских и сыктывкарских геологов. Поскольку первичные текстурные и структурные признаки протолита могут быть стерты процессами метаморфизма, ведущим методом такой диагностики чаще всего является петрохимический (литохимический).

По сообщению воронежских геологов **М. В. Рыборака** и **А. Ю. Альбекова**, верхнеархейская вулканогенно-осадочная ассоциация Михайловской структуры в пределах Курской гранит-зеленокаменной области была порождена внутриплитным рифтогенезом. Здесь выделяют две толщи: нижняя (александровская свита михайловской серии), представленная коматиит-базальтовой ассоциацией, метаморфизованной преимущественно в условиях зеленосланцевой фации, и верхняя (лебединская свита михайловской серии), сложенная метабазаальт-андезит-дацит-риолитами. Для реконструкции протолита

та метаморфитов авторы использовали диаграмму А. А. Предовского и пришли к выводу о том, что

«на различных этапах формирования позднеархейской вулканогенно-осадочной ассоциации северной части Льговско-Ракитнянского зеленокаменного пояса преобладали различные типы литогенеза: для ранней стадии характерны исключительно магматические процессы, с формированием вулканогенной толщи коматиитов и толеитовых базальтов. Позднее, наряду с излияниями лав основного и ультраосновного состава, в условиях расчлененного рельефа формировались незрелые коры выветривания. На протяжении всего периода формирования нижней зеленокаменной толщи роль эксплозивного вулканизма была незначительной. Средние и кислые породы нижней толщи зеленокаменной ассоциации сформировались в результате переотложения материала кор выветривания, вероятно, при слабо проявленной осадочной дифференциации».

А. Н. Сироткин попытался определить протолит раннепротерозойских амфиболитов Шпицбергена (п-ов Нью Фрисланд) с помощью литохимической методики А. А. Предовского, а также по содержаниям ряда элементов-примесей, в частности, с помощью отношений Cr/Ni и Sr/Ba. По его мнению, среди изученных им амфиболитов присутствуют как орто-, так и парапороды (такими, в частности, считаются гранатсодержащие амфиболиты).

Сыктывкарские геологи **А. А. Соболева**, **Ю. С. Симакова**, **В. Н. Филиппов**, **Ю. И. Модрокова** с помощью методов петрографии и литохимии пытались определить петрофонд поздневендской-раннекембрийской енганепэйской свиты, образующей флишоидную толщу мощностью до 1.5 км в верхах комплекса доуралид на Полярном Урале. Петрографическое исследование *обломочных пород* показало присутствие в толще туффоидов, в составе которых распознаются литокласты и кристаллокласты. При этом выясняется, что важным источником обломочного материала для формирования енганепэйской свиты послужили магматические породы — это был широкий спектр эффузивных пород, по-видимому, бедамельской серии (R₃-Vbd) и сопряженных субвулканических образований, а также гранитоиды. Присутствие в низах разреза свиты прослоев туффитов свидетельствует о том, что обломочные толщи начали накапливаться на фоне еще не закончившейся вулканической деятельности. Что касается пород *глинистых* (представленных здесь метаргиллитами — филлитами), то при их преобладающем серицит-хлоритовом составе, странным кажется присутствие в них смешанослойных фаз иллит-хлоритового, смектит-хлоритового и иллит-смектитового состава, что может указывать на присутствие «камуфлированной» пирокластике. Этому выводу не противоречат литохимические данные: во-первых, часть аргиллитов является повышенно-магнезиальными (псевдосиаллиты в химической классификации [22]); во-вторых, на диаграмме «ФМ (фемичес-

кий модуль) — НКМ (модуль нормированной щелочности)» фигуративные точки химических составов аргиллитов попадают в поле трехкомпонентной смеси хлорит + монтмориллонит (смектит) + гидрослюда» (\pm смешанослойные минералы рядов монтмориллонит-гидрослюда и хлорит-гидрослюда). При этом часть точек попадает в поле с преобладанием смектита (с возможной примесью каолинита и гидрослюда). Авторы заключают, что наличие реликтов смектитовых минералов в аргиллитах и особенности химического состава этих пород подтверждают широкое участие вулканического материала в петрофонде глинистых пород.

В докладе **Н. С. Бискэ** приведены замечательные данные о так называемых *шунгит-базитовых псевдобрекчиях*, развитых на контактах карельской шунгитоносной толщи с силлами недифференцированных габбро-долеритов. Детально изучив текстурно-структурные особенности и вещественный состав этих необычных образований, Н. С. Бискэ пришла к выводу, что это *пеперит* — продукт дезинтеграции магмы и смешения ювенильных (магматических) обломков с материалом вмещающей породы. Последняя (углеродистый матрикс) на контактах с силлами подверглась окислованию. **Ведущим процессом образования карельского пеперита считается расслоение основного расплава** по механизму вязкого сдвига при его внедрении в высокоуглеродистые, способные к пластификации породы. Вопреки прежним представлениям о приповерхностном характере интрузий (не глубже 200–300 м), Н. С. Бискэ утверждает, что габбро-долериты интродировали шунгитоносную толщу на глубине не менее 1 км (возможно, 1–3 км).

3. Вулканизм и литогенез

Еще в 1969 г. А. В. Сидоренко указывал на роль высокодифференцированных продуктов, вносимых вулканизмом в осадки: «*Широкое развитие в геосинклиналях и вулканических областях вторичных кварцитов и силификации в различных формах, цеолитов, алунитов и алунификации, монтмориллонитовых и тому подобных пород показывает, что подобный процесс может дать такое же большое количество таких же компонентов в осадочный процесс, что и процессы латеритного выветривания. К тому же эти процессы имеют широкое региональное распространение. Таким образом выявляется новый крупный поставщик дифференцированного материала в процессы осадко- и рудообразования*» [4, с. 11].

Эта тема, недавно довольно подробно рассмотренная в нашей монографии-2010 [18], была затронута в ряде докладов, частично или полностью посвященных происхождению таких осадочных горных пород, как силициты («кремнёвые породы» по В. Т. Фролову); бокситы и другие гидролизатные образования кор выветривания; угольные каолиновые тонштейны и их генетиче-

ские аналоги — бентонитовые глины [20, с. 105–106; 21]; цеолитовые породы; эпигенетические карбонатные породы.

3.1. Силициты, включая кремнистые доманикоиды

Напомним, что Г. С. Дзоценидзе еще в 1969 г. обсуждал проблему диагностики вулканогенных силицитов: «*<...> кремнистые туффиты должны встречаться довольно часто, просто на них не обращали внимания. Но кремнистые отложения так называемых отдаленных кремнисто-сланцевых формаций лишены туффового материала, так как их формирование происходило в бассейнах, удаленных от зоны активного вулканизма часто на сотни километров*» [4, с. 48].

В докладе **А. В. Вана и Е. А. Предтеченской** авторы вновь касаются генезиса силицитов, приведя весьма интересные данные из монографии М. Хосино [13], согласно которым некоторые кремнистые слои среднего миоцена, вскрытые скважинами глубоководного бурения, содержат монтмориллонит, сепиолит, палыгорскит, клиноптилолит, альфа-кристобалит — продукты преобразования вулканокластического материала. Считают, что источником риолитовой тефры были вулканы, отложившие одновозрастные пепловые слои на Восточном побережье США.

Я. Г. Аухатов возвращается к обсуждению идеи о возможном участии вулканизма в формировании доманика Волго-Уральской области. Как известно, такая идея отстаивалась С. В. Максимова (1970). Впрочем, геохимическое изучение ухтинского франского доманика [9] не выявило признаков вулканогенного материала в его составе: «*не удалось найти признаков влияния вулканизма ни в литохимических особенностях доманика (в частности, в щелочности или в титанистости), ни в содержаниях в нем элементов-примесей*» [18, с. 20]. На наш взгляд, не приведено таких признаков (во всяком случае — надежных) и в сообщении Я. Г. Аухатова, так что вопрос о роли вулканизма в образовании платформенных силицитов вообще (и доманика — в частности) все еще остается открытым [18, с. 19–21].

3.2. Бокситы и коры выветривания (КВ)

Как известно, для объяснения генезиса «геосинклинальных» бокситов, залегающих на карбонатном (рифовом) основании, еще в 1960-х гг. была выдвинута замечательная идея о формировании их путем латеритизации вулканических пеплов, периодически выпадавших на поверхность рифов при частых извержениях островодужных вулканов [5]. Признание этой идеи литологами сдерживалось отсутствием соответствующих структурных улик первичного субстрата предполагаемых латеритов. Однако **А. В. Ван и Е. А. Предтеченская** указывают на признаки присутствия пирокластики в бокситах. При этом неожиданно оказывается, что

«преобладающими компонентами первичного субстрата, подвергшегося бокситизации, являются, пре-

имущественно, обломки пемзы, заключенные в мелко-обломочном пепловом материале <...>. В большинстве случаев бывшие пузырьки в пемзовых фрагментах заполняются продуктами изменения (бокситизации) самой основной массы. Пузырьки сливаются с породообразующей массой и выделяются несколько иной окраской. Наличие таких пятнистых обломков в бокситовом наполнителе является диагностическим признаком того, что образование бокситов происходило за счет пемзовых накоплений, характерных для островных дуг подвижных океанических поясов».

В докладе **А. Д. Гончара** сообщается об обнаружении реликтов пепловой структуры в верхних горизонтах кор выветривания (мощностью до 15 м), установленных в пермской шираганбулакской ритмоподсвете — под дацитовыми и риолитовыми порфирами мощностью 5–20 м. Очевидно, коры выветривания формировались в периоды субаэральных стратиграфических переывов — по туфам или туффитам.

В одном из докладов **Н. Н. Зинчука** приведены сведения о том, что вулканогенные продукты в осадочных толщах могут быть представлены специфическими образованиями из размывавшихся кор выветривания, что было показано на примере площадной коры выветривания (КВ) по субстрату триасовых траппов юго-восточной окраины Тунгусской синеклизы, — в Мало-Ботуобинском алмазонасном районе. Размыв верхне-триасовой КВ в раннеюрское время и перенос ее продуктов в понижения рельефа привел к локальному захоронению глинистых продуктов в нижнеюрских отложениях. Характерными признаками таких продуктов является присутствие реликтов неустойчивых темноцветных минералов в нижних горизонтах (оливина, пироксенов, амфиболов) и формирование вермикулита и ди-триоктаэдрического монтмориллонита — в верхних, с последовательной трансформацией «вермикулит ⇒ диоктаэдрический монтмориллонит».

В другом сообщении Н. Н. Зинчука описаны коры выветривания по субстрату трапповых туфов и туфобрежий — в триасовых трубках взрыва. Такие КВ позднедевонского–раннекарбонического возраста локально сохранились на конседиментационных поднятиях Мало-Ботуобинского алмазонасного района. Для их нижних горизонтов характерны реликты основных плагиоклазов, пироксенов, эпидота, а для верхних — типоморфными минералами оказываются неупорядоченное вермикулит-монтмориллонитовое смешанослойное образование ($d = 0.149$ нм), в ассоциации с каолинитом, алунином, гидроксидами железа и апоильменитовым лейкоксеном.

К числу специфических относятся продукты размыва КВ по субстрату кимберлитов, описанные в докладе **Н. Н. Зинчука и М. Н. Зинчук**. В низах профилей характерными минералами КВ являются реликты пироксена, оливина и пиропов, а из аутигенных — пластинчатые серпентины, ассоциирующие с гидрослюдой, монтмориллонит-гидрослюдистой смешанослойной фазой, хлоритом, вермикулитом и монтмориллонитом.

В верхних горизонтах КВ отмечается сильнейшее ожелезнение и доминирование в составе глинистых минералов монтмориллонита и смешанослойной монтмориллонит-гидрослюдистой фазы. Сильному гипергенному растворению подвергаются пиропы, по формам которых можно судить об интенсивности предшествующих гипергенезу метасоматических процессов в трубках. Кроме того, трещиноватость пиропов и слабая связь с ним келифитовой каймы способствуют быстрому разрушению её в процессе транспортировки. Кайма обычно сохраняется на пироплах не далее первых сотен метров, редко первых километров путей миграции. Поэтому реликты келифитовой каймы на пироплах — надёжный признак близости коренного источника.

3.3. Сметитовые глины, бентониты

Роли сметита как вторичного минерала-индикатора «камуфлированной пирокластик» на Сыктывкарском совещании было уделено значительное внимание. Эта тема либо кратко, либо в подробном изложении встретилась, по меньшей мере, в девяти докладах.

В среднеэоценовой киевской свите (Ростовская область) находится Тарасовское месторождение сметитовых глин-бентонитов. Как показали казанские литологи **Н. И. Афанасьева, С. О. Зорина и В. А. Гревцев**, бентониты имеют сложный минеральный состав, где на фоне преобладающего Са-монтмориллонита (42–67 %) присутствуют также кварц (10–21), цеолит из группы клиноптилолита-гейландита (11–25), рентгеноаморфная фаза (6–15), опал-кристобалит-тридимитовая фаза (0–4), полевой шпат (1–2), слюда (4–7), каолинит (1–8). Авторы пришли к выводу, что исходный состав тефры был существенно дацитовым, чем данные бентониты отличаются от эоценовых бентонитов ряда других месторождений, с более кислым составом исходных пеплов. Тонкие микроскопические исследования показали, что исходное вулканическое стекло в разной степени подверглось эпигенетическому изменению:

«Часть обломков практически не затронута процессами преобразования и имеет «свежий» облик <...>. Примечательно, что микрондовый анализ показал наличие титана в составе угловатого обломка вулканического стекла <...>; вероятно, тяжелая титаносодержащая пирокластика в меньшей степени подвержена разложению и переходу в новообразованные компоненты. Одновременно можно наблюдать обилие почти полностью разложенных обломков вулканических стекол, с «оплавленными» краями, окруженными хлопьями сметита и сгустками кремнистого геля <...>».

В итоге авторы подтверждают ранее сделанный ими же вывод о «многофазности» процесса перерождения вулканического пепла в бентонит:

«При разгрузке пепловых туч и осаждении частиц стекла дацит-риолитового состава в морском бассейне первоначально отлагались метастабильные цеолит-радиоляриево-сметитовые илы. В отличие от ивановских <...>, в тарасовских глинах отсутствуют целые

скелеты радиолярий и почти нацело разложены кристаллы цеолитов, что говорит о практически полном преобразовании цеолит-радиоляриево-сметитовых осадков в новообразованные компоненты. Важнейшим доказательством процесса перехода неустойчивых минеральных фаз в более стабильное физико-химическое состояние является присутствие гелеподобных сгустков и квазикристаллических обособлений кремнезема — зарождающихся, но еще не полностью сформированных опал-кристобалит-тридимитовых глобуль. Дальнейшее преобразование метакolloидного вещества, вероятно, завершится формированием глобулярного опал-кристобалит-тридимита и глауконита, а конечная фаза диagenеза может привести к образованию глауконит-монтмориллонитовой глины с кремнистыми конкрециями».

Палеогеографические реконструкции показывают, что риолит-дацитовый пепел эоценовых извержений захоронялся в мелководных шельфовых осадках (признак — обломки кремнистых губок), в которые одновременно поступали продукты размыва близко расположенных кор выветривания (признак — каолинит).

В обобщении **А. В. Вана** и **Е. А. Предтеченской** также подтверждается существование как минимум двух этапов «бентонизации» пирокластики на пути ее превращения в существование смектитовую глину-бентонит. На первом этапе в породе еще распознаются реликты обломков вулканического стекла, тогда как на втором этапе

«изменения приводят к уплотнению бентонитовой глины и появлению смешаннослойного минерала монтмориллонит-гидрослюдистого состава. В дальнейшем смешаннослойная структура исчезает, замещаясь диоктаэдрической гидрослюдой. На этой стадии пепловая структура почти полностью утрачивается. Образуется глинистая порода, которую следует называть туфогенным аргиллитом».

По результатам изучения керна параметрической скважины Курган-Успенская-1 (КУ-1), пробуренной в пределах Боровской зоны, относящейся к окраине Казахстанского палеоконтинента, екатеринбургские литологи **Л. В. Кокшина** и **Г. А. Мизенс** описали бентониты в песчано-глинистом нижневизейском разрезе этой зоны (юго-запад Зап. Сибири). Преобладающим минералом в бентонитах является Са-Mg монтмориллонит с межплоскостным расстоянием $d(001) = 14.0-14.4 \text{ \AA}$. Важным диагностическим признаком являются геохимические аномалии иттрия — 21–40 (69) г/т, что близко к кларку Y в андезитах и базальтах (23–25 г/т), но значительно превышает кларк в глинистых породах (3 г/т), а также аномалии Zn, Cd, Pb, U, Mo, Tl, Ta, Ge, Cu, Co, свидетельствующие о точечных включениях гидротермальных сульфидов (сфалерита, галенита, молибденита и др.). В одном образце зафиксирована также исключительно высокая концентрация Sr и Li. Концентрация РЗЭ составляет 68–121 г/т. Величина отношения La_n/Yb_n чаще всего 2.7–3.8, иногда до 2.1, причем наклоны кри-вых легкой части спектра заметно больше

($La_n/Sm_n = 1.7-2.3$), чем тяжелой ($Gd_n/Yb_n = 0.9-1.5$).

С этим докладом перекликается сообщение сыктывкарских литологов **Н. Н. Рябинкиной**, **Ю. С. Симаковой** и **И. И. Румянцевой**, обнаруживших смектит в ассоциации с иллитом, хлоритом, пиррофиллитом и смешаннослойными иллит/пиррофиллитовыми, хлорит/пиррофиллитовыми фазами в визейских песчаниках Печорского Урала. Присутствие этих минералов связывается ими с примесью пирокластики (хотя внятных доказательств этого в докладе нет).

В сообщении **Т. М. Сокур** приведены известные данные о проявлениях поздневендского кислого вулканизма на западной окраине Восточно-Европейской платформы. Характерным индикатором вендских туфов являются бентонитовые глины, основным компонентом которых является монтмориллонит, образованный за счет вулканического стекла. При этом туфы кислого состава легко подвергаются процессам так называемой сольфатарной аргиллитизации, в которых изменения порождаются газовыми эманациями. В результате по туфам кислого состава образуются каолинит, кремнистые минералы, гидрослюды.

В Витимском урановорудном районе, по общению **Е. С. Никитиной**, вмещающие породы представлены миоценовыми осадочными и вулканогенно-осадочными толщами (нижняя и средняя пачки джилиндинской свиты $N_1 dz$) и перекрываются покровами базальтов ее верхней пачки, сформировавшими Амалатское (Витимское) плато. Внимательное изучение рудовмещающей песчано-алеврито-глинистой вулканогенно-осадочной пачки позволило обнаружить в ней туффиты и (реже) туфы, сильно измененные процессами выветривания. Основным минеральным индикатором «камуфлированной» базальтовой пирокластики является здесь апопепловый монтмориллонит, а среди геохимических — повышенные содержания Ti, Fe, Se, Ce, S. Помимо апопеплового монтмориллонита-1, Е. С. Никитина распознает также присутствие в породах монтмориллонита-2, связанного с поствулканическим гидротермальным процессом, порожденным теплом базальтовых покровов и модифицирующим более раннее урановое оруденение в подошве базальтовых покровов.

В докладе **В. И. Сиротина** на примере ястребовского горизонта верхнего девона в Орловской области вновь подтверждается давно установленная эмпирическая закономерность, состоящая в том, что присутствие смектита может быть индикатором камуфлированной пирокластики.

По субмаринным ультраосновным вулканикам Южной Атлантики, изученным литологами ГИН РАН **В. В. Петровой**, **С. Г. Сколотневым**, **Н. В. Горьковой** и **А. Т. Савичевым**, развивается две генерации смектитов — ранняя высокотемпературная и поздняя низкотемпературная. Первая генерация смектитов [$(Fe+Mg) \sim 2$], в ассоциации

со смесью гидроксидов Fe, Mg, Al, свободного Fe и водных алюмофосфатов, развивается по оливину. При наличии достаточного количества избыточного Al, в зонах изменения оливина начинается кристаллизация триоктаэдрического смектита [(Fe+Mg+Al) ~3]. Поздний смектит, в ассоциации с гоэцит-крандаллитом и филлипситом, развивается вдоль стенок газовых пустот и других свободных пространств.

В трактовке индикаторной роли смектита особо следует отметить исследованный казанскими литологами **Г. А. Кринами и Ю. Ш. Рахматулиной** феномен «обратной трансформации» гидрослюдов — формирование на нефтяных месторождениях эпигенетического смектита-2. Как известно, смектиты (в том числе — апопепловые) претерпевают (отчасти уже в диагенезе, отчасти — в термальном катагенезе) процесс гидрослюдизации, в результате которого формируются частицы из наноблоков слюд, каждый из которых имеет 3D структуру. Однако в зонах водонефтяных контактов микрофлора извлекает из гидрослюдов калий, и происходит процесс обратной трансформации гидрослюдов во вторичные смектиты! При этом агрегаты таких вторичных смектитов распадаются на отдельные нанопластинки толщиной около 4–10 нм за счёт огромных напряжений, возникающих при внедрении монослоёв воды по границе блоков. Эти пластинки несут высокий поверхностный потенциал, которому нечем компенсироваться в опреснённом растворе. Фиксируясь на неоднородностях пор, они будут создавать встречный электроосмотический поток, резко тормозящий фильтрацию вплоть до её полного прекращения. Удельная поверхность вторичных пластинок на порядок больше, чем у исходных частиц слюды, поэтому эффект падения фильтрации возникает при общей глинистости пород, не превышающей нескольких процентов. **В итоге процесс «обратной трансформации» гидрослюдов во вторичные смектиты при закачке в пласт пресных вод может резко снизить дебиты эксплуатационных скважин!**

3.4. Цеолиты и цеолитовые породы

Наряду со смектитами, диагенетические и катагенетические цеолиты принадлежат к важнейшим минеральным индикаторам «камуфлированной пирокластики» [18; 20]. Обязательным условием эпигенетического цеолитообразования является наличие в субстрате их прекурсора — полевых шпатов, обычно в виде вулканического стекла.

В своем обобщающем докладе «Цеолитоносные формации России и вулканизм» **А. И. Буров** напоминает о существующей геолого-промышленной генетической классификации месторождений цеолитов:

«По условиям образования месторождения цеолитов России группируются в три основных геолого-промышленных типа: вулканогенный (гидротермально-метасоматический), вулканогенно-осадочный (ди-

агенетический и гидротермально-диагенетический) и осадочный (диагенетический). Для месторождений вулканогенного и вулканогенно-осадочного типа исходным материалом для цеолитообразования служило раздробленное вулканическое стекло кислого, реже среднего, иногда основного состава».

В частности, второй генотип цеолитовых месторождений (вулканогенно-осадочные месторождения) образуется по пепловым туфам и туффитам,

«отложенным в морях, лагунах и озерах на расстояниях в километры—десятки километров от вулканических центров, в процессе диагенетического преобразования стекла при его реакции с поровыми водами. Цеолиты представлены клиноптилолитом и гейландит-клиноптилолитом. В настоящее время для целого ряда вулканогенно-осадочных месторождений, образовавшихся на небольших глубинах в кальдерах и межгорных впадинах вулканических поясов, в рифтогенных впадинах молодых и древних платформ, предполагается стимулирование процесса цеолитизации повышенным тепловым потоком, а также воздействием наложенной гидротермальной проработки».

Обобщая данные о процессах диагенетической трансформации вулканических пеплов в цеолиты, **А. И. Буров** заключает:

«В целом, мировой опыт изучения цеолитов показывает, что наиболее распространенным явлением здесь выступает диагенетическое преобразование в клиноптилолит кислых вулканических туфов, отложенных в морской среде. Появление других минеральных видов цеолитов можно трактовать как определенные отклонения от этой «генеральной» линии».

В обобщении **А. В. Вана и Е. А. Предтеченской** цеолиты рассматриваются как важнейшие индикаторы камуфлированной пирокластики. По аналогии с высокотемпературным процессом цеолитизации базальтового стекла в современном океане, делается вывод о катагенетическом цеолитообразовании в осадочных толщах континента, требующем повышенной температуры и давления.

Г. А. Кринами и Ю. Ш. Рахматулина также указывают, что присутствие в нефтегазоносных толщах цеолитов является указанием на примесь пирокластики. В карбонатных коллекторах (наряду с амфиболами, пироксеном, оливинами, а из аутигенных — стильпноmelаном) отмечены морденит, ломонтит, филлипсит, реже анальцит, еще реже — клиноптилолит. Для терригенных коллекторов индикаторным является клиноптилолит в ассоциации со смектитом и реже — алузитом.

В верхнедевонском осадочном чехле Припятского рифтогенного прогиба присутствуют три вулканогенные толщи (щелочно-основная и щелочно-базальтоидная формации) и субсинхронные с ними отложения нижнесоленосной (франсской), межсолевой и верхнесоленосной (фаменской) осадочных формаций. Поэтому во всех трех осадочных толщах фиксируются многочисленные прослои пепловых туфов и туффитов. Важнейшим минералом-индикатором камуфлиро-

ванной пирокластики здесь является анальцитом, а в соленосных толщах — также лейкофиллит в ассоциации с Mg-корренситом (доклад **С. М. Обровец**). Общий вывод (с учетом данных об геохимических аномалиях элементов-примесей и некоторых изотопных данных — $\delta^{13}\text{C}_{\text{карб}}$ и $\delta^{18}\text{O}_{\text{карб}}$) вполне очевиден:

«Присутствие в осадочных фаменских отложениях Припятского прогиба слоев и прослоев вулканокластических пород, анальцитизированных туфов, глин с реликтовой пепловой текстурой свидетельствует о существенном влиянии вулканической деятельности эксплозивного характера на процесс седиментогенеза в рифтовом морском бассейне Припятского бассейна».

Р. М. Юркова и Б. И. Воронин, изучавшие флишоидные толщи северо-западной активной континентальной окраины Тихого океана, отметили зависимость состава цеолитов апопелловых метасоматитов от геодинамической природы островных дуг: с известково-щелочной серией приматериковых дуг связано образование кальциевого гейландита, а с высокоглинозёмистыми вулканитами развитой энсиматической дуги — высокоглинозёмистых цеолитов ломонтита и анальцита. По мере увеличения глубководности отложений прослеживается смена составов цеолитов в сторону более баро- и термофильного минерала: вайракита — в базальтах, анальцита — в апопелловых метасоматитах.

3.5. Угольные каолиновые тонштейны

Хотя тонштейны (каолиновые прослои в угольных пластах) известны уже очень давно [21], лишь недавно было ясно осознано, что они, в сущности, являются генетическими аналогами бентонитов, а огромная разница минерального состава тех и других (соответственно, каолинит и смектит) объясняется просто разной средой диагенеза, в которых оказывался попадающий в осадки вулканический пепел: кислой в случае тонштейнов, где пепел захоронялся в торфяных болотах, и щелочной или околонейтральной в случае бентонитов, когда пепел захоронялся в морских и реке — пресноводных осадках [20, с. 105–106].

На Сыктывкарском совещании самим тонштейнам было посвящено два доклада; еще три сообщения касались редкометального оруденения в углях и угленосных толщах Приморья, непосредственно связанного либо с тонштейнами, либо с их туфовыми аналогами.

Томские геохимики **С. И. Арбузов, С. С. Ильенко, А. В. Волостнов, В. И. Рыбалко и А. Ф. Судыко** изучили тонштейны на Азейском угольном месторождении Иркутского бассейна. Вопреки представлениям Л. А. Адмакина, считавшего эти прослои терригенными (продуктом размыва каолиновых кор выветривания), они пришли к выводу о вулканогенной природе этих тонштейнов — в этом отношении однотипных с большинством тонштейнов мира. Этот вывод хорошо обоснован минералогическими и геохимическими данными. Во-первых, в тонштейнах присутству-

ют реликтовые структуры и типичные минералы пирокластики:

«Полевой шпат полностью замещен каолинитом, однако в ряде случаев сохранились реликтовые структуры, позволяющие распознать наличие в исходной матрице полевых шпатов. Помимо этого в породе установлены мелкие чешуйки измененного до гидрослюдь биотита. При детальных электронно-микроскопических исследованиях в тонштейнах установлены хорошо ограненные кристаллы циркона, самородного кремния. Такой характер минеральных выделений указывает на щадящий режим транспортировки вещества и исключает перенос его водными потоками <...>. В то же время, наличие реликтовых структур указывает на привнос, отложение и преобразование исходного материала тонштейнов, а не на образование каолинита на месте из коллоидных растворов в торфянике».

Во-вторых, сами тонштейны и угли возле них обогащены элементами-примесями U, Th, Ta, Sn и РЗЭ:

«Содержание лантаноидов в золе угля здесь достигает 0.1–0.2 %, тория — 360 г/т, урана — 130 г/т, тантала — 20 г/т. Значительное обогащение угля на контакте с каолиновыми прослоями литофильными редкими элементами-примесями указывает на нереализованный ресурсный потенциал исходного материала тонштейнов и предполагает первоначальное накопление в них не переработанного экзогенными процессами вещества коры выветривания, а первичного эндогенного материала (кислой пирокластики). Другая геохимическая особенность тонштейнов, указывающая на возможную роль пирокластики в их формировании, — это наличие повышенных содержаний ртути и сурьмы как в самих тонштейнах, так и в углях пласта. Содержание ртути в отдельных тонштейнах достигает 0,84 г/т, в угле — 1,2 г/т, концентрация сурьмы в золе угля достигает 64 г/т. Кроме того, отдельные тонштейны аномальны по содержанию меди (более 0.03 %).».

Предположение о том, что подобными геохимическими особенностями могли бы обладать и переотложенные продукты кор выветривания, убедительно опровергается. В итоге авторы заключают, что

«весь комплекс полученной геолого-геохимической информации указывает на образование тонштейнов из кислого (липаритового) вулканогенного материала в результате его преобразования в агрессивной среде торфяного болота».

В своем обобщающем докладе старейшина отечественной литологии проф. **П. В. Зарицкий** напоминает о том, что он был одним из первых геологов в СССР (если не самым первым), еще в 1960-х гг. описавший тонштейны Донбасса и Силезских бассейнов Польши и проинтерпретировавший их как горизонты измененных пепловых туфов, могущие служить замечательными стратиграфическими реперами. В дальнейшем он же руководил Первым Международным коллоквиумом по изучению тонштейнов (США, 1984 г.). В докладе приведена полная библиография работ П. В. Зарицкого, насчитывающая 14 работ по геологии, минералогии и геохимии тонштейнов Донбасса и мира. П. В. Зарицкий убедительно пока-

зал, что изученные им тонштейны не могут быть терригенными образованиями. Это особенно четко проявлено в особенностях их акцессорной минералогии:

«Тонштейны отличаются от обычных терригенных угленосных пород карбона не только бедным набором и низким содержанием акцессорных минералов, но и тем, что они не совпадают с установленными для бассейна терригенно-минералогическими провинциями <...>. Они как бы вторгаются, накладываются на эти провинции, «не считаясь» с их границами и размерами. Это обстоятельство лишний раз подчеркивает их специфический, уникальный характер как в отношении источника исходного (вулканогенного) материала, так и агента переноса и условий отложения».

3.6. Вторичные карбонаты

Вторичные карбонаты, наряду со смектитами и цеолитами, нередко являются индикаторами былого присутствия пирокластике в осадочных толщах. Особенно подвержена карбонатизации богатая кальцием андезитовая пирокластике [22]. Дагестанские геологи **В. У. Мацапулин, С. И. Исаков и А. Р. Юсупов** описали проявления карбонатной минерализации в тесной пространственной и генетической связи с вулканическими пеплами. Микроскопические наблюдения не оставляют сомнений в эпигенетической природе карбоната, представленного кальцитом (реже, среди эоценовых известняков — арагонитом), который развивается по субстрату пеплов и содержит разнообразные по составу и структуре реликтовые включения андезитовой пирокластике. Напомним также, что о карбонатизации верхнепалеозойских кислых туфов гор Карачатыр сообщалось в докладе **А. Д. Гончара**.

4. Литохимические методы диагностики

Литохимия — часть геохимии, предметом которой является распределение порообразующих компонентов осадочных горных пород и их аналогов. «Аналогами» принято называть как молодые неконсолидированные осадки, так и параметаморфиты [22]. Хорошо известны литохимические методики А. А. Предовского, А. Н. Неелова и ряда других геологов-метаморфистов. В последнее десятилетие в отечественной литературе все более активно используется наша литохимическая методика, изложенная в ряде статей, монографий и сборников, в том числе — в материалах Второй Сыктывкарской Школы по литохимии 2006 г. [3; 8; 16; 22 и ссылки в этих работах]. На данном совещании литохимическим методам также было уделено значительное внимание — в докладах петербургских, сыктывкарских, томских, якутских, хабаровских и киевских геологов, часть которых была уже рассмотрена выше (см. раздел 1).

Например, в докладе **С. И. Арбузова и его коллег** по тонштейнам Иркутского бассейна, в качестве важного аргумента в пользу риолитовой природы вулканического пепла был исполь-

зован аномально низкий титановый модуль ($TM = TiO_2/Al_2O_3$).

Хабаровские геологи описали среднеюрские–валанжинские обломочные породы на западе Нижнего Приамурья в составе трех свит. В отличие от якутских геологов (Д. А. Васильева; Г. В. Ивенсен и Р. В. Кутыгина), излагавших в своих докладах безальтернативные генетические версии, **С. А. Медведева и А. В. Кудымов** подробно исследуют альтернативу «аркозы или кислые тефроиды?» и, по ряду петрографических и литохимических признаков, вполне убедительно относят изученные ими породы не к пирокластическим, а к терригенным — полевошпатовым грауваккам и аркозам. В качестве вероятного источника сноса называется «композитный» Буреинский массив, расположенный к западу от данного района, и сложенный породами кристаллического основания (кристаллические сланцы, гранитоиды) и осадочного чехла (терригенные породы). В частности, средние значения титанового модуля от 0.025 до 0.044 в песчаниках и 0.050 в алевропелитах не противоречат предположению о гранитоидном петрофонде, но заметно выше тех, которые характерны для риолитов.

Т. М. Сокур выполнила литохимическую обработку 106 химических анализов (отчасти оригинальных, отчасти заимствованных из литературы) и по ряду литохимических модулей сделала выводы о характере терригенной и пирокластической составляющих вендских туффоидов. Выяснилось, что разновозрастные туффоиды (бронницкие и бернашевские слои) имеют заметные литохимические отличия, что можно трактовать и как указание на разный состав пирокластике, и как свидетельство разной степени эпигенетического изменения туффоидов.

5. Вулканизм и рудогенез

Проблемам связи рудообразования с вулканизмом посвящено необозримое число исследований, среди которых выделяются две книги лучшего советского специалиста в этой области — петербургского геолога В. Е. Попова [10, 11]. Хотя и не столь полно, но с добавлением некоторых новых данных охвачена эта тема и в нашей монографии-2010 [18]. На Сыктывкарском совещании теме вулканогенного рудогенеза прямо или косвенно было посвящено 9 докладов.

5.1. Зачаточный рудогенез в пеплах и субмаринных эффузиях

Концентрация рудных элементов еще на «петрографическом уровне», как будто не имеющая никакого промышленного значения, в действительности исключительно важна для теории рудогенеза — **она показывает возможные механизмы «зачаточного» обособления рудного вещества, что при благоприятных условиях может явиться «рудоподготовительным» процессом.**

В докладе камчатских и московских геологов **Г. А. Карпова, А. В. Мохова, Т. А. Горностаева**

и А. Г. Николаевой приведены данные об акцессорных рудных минералах, обнаруженных ими с помощью микрозонда в пеплах Корякского (извержение-2008 г.) и Карымского (извержения 2006–2011 гг.) вулканов. В составе пеплов описаны: полые сферические образования FeO с дендритовидной структурой поверхности; сферические выделения самородной серы; агрегаты зерен FeS₂ с включениями Mo или MoS₂, зерна и агрегаты зерен интерметаллических соединений Fe, Mn, Cr, Ni, Ti и Cu; сферические выделения самородного серебра. Эти находки позволили сделать вывод о том, что **современные вулканогенные флюидные системы имеют рудную нагрузку**, т.е. являются рудоносными. Часто наблюдаемые в составе одной и той же пробы пеплов разновалентные (от максимально восстановленных до окисленных) состояния рудных компонентов свидетельствуют о сложной окислительно-восстановительной обстановке в зоне флюидного транспорта и, по-видимому, о чрезвычайной гетерогентности условий газотранспортных реакций в самой газовой пепловой колонне в процессе извержения. Обращает на себя внимание перенос вещества в виде самородных элементов, возможно, в виде кластеров или наночастиц.

При этом считают весьма важным наблюдение советских вулканологов, сделанное при изучении Большого трещинного Толбачинского извержения (1975–1976), согласно которому вынос летучих и халькофильных элементов (включая Pt и Pd) в составе газовой фазы Толбачинского извержения 1975 г. был значительно выше, чем их содержания в базальтах Северного прорыва БТТИ. Это может свидетельствовать об обособлении обогащенной металлами флюидной фазы в процессе подъема магматического вещества в верхние горизонты земной коры, где при спаде давления и температуры и формируются зоны оруденения.

Литонологи ГИН РАН **В. В. Петрова, С. Г. Сколотнев, Н. В. Горькова и А. Т. Савичев** описали серию высокотемпературных вторичных преобразований ультраосновных вулканитов, поднятых со склонов подводного хребта Витория-Триндади (Южная Атлантика, западная часть Бразильской котловины в 24-ом рейсе НИС «Академик Сергей Вавилов»). Эти породы содержат необычный плагиоклаз (К-андезин-лабрадор), что позволяет ограничить последний этап глубинной кристаллизации основной массы породы интервалом температур 900–600 °С и относительно низкими значениями давления. Породы подверглись интенсивным автометаморфическим изменениям.

По матриксу, сильно обогащенному летучими компонентами (водой, хлором и серой) развиваются два морфотипа замещающего комплекса: игольчатый (железисто-титановый, представленный титаномагнетитом-2, Fe-Ti- и Fe-Si-Mg-гидроксидами, а также Si-Mg-Fe-слюдками) и паутинный (силикатный, сильно обогащенный

титаном и фосфором). Отмечается, что рудные компоненты, такие как Cu, V, Cr, Ni, Zn, Al и др. входят в состав минералов, образующихся на всем протяжении процесса аутигенного минералообразования.

5.2. Фосфатно-железные руды в девоне Горного Алтая

Гигантское ванадийсодержащее апатит-магнетитовое Холзунское месторождение на Горном Алтае размещается в вулканогенно-осадочной толще коргонской свиты (D₁₋₂ krg) (один из докладов **А. И. Гусева**). В составе холзунского рудоносного горизонта выделяются две толщи: нижняя осадочно-вулканогенная с эффузивными породами существенно трахитового, пантеллеритового, риолитового, реже трахиандезитового и трахибазальтового составов и верхняя вулканогенно-осадочная с эффузивами преимущественно умеренно-щелочного риолитового состава с редкими комендитами. Обе толщи содержат горизонты и линзы магнетитовых, апатит-магнетитовых, магнетит-гематитовых руд, а также марганценозные горизонты и слои. Главный рудный горизонт, включающий Холзунское апатит-магнетитовое месторождение, локализуется в основании верхней толщи, почти на границе с нижней.

Рудную зону Холзунского месторождения составляют (в %): магнетитовые руды — 25, апоалюмосиликатные альбитовые с биотитом и актинолитом сланцы — 25, апокарбонатные биотит-альбит-кальцитовые и эпидот-актинолитовые сланцы — 21, порфириды по риолитам — 16, порфириды по кварцевым порфирам и фельзит-порфирам — 7, альбититы — 6. Основу промышленных запасов железных руд составляют гидросиликатно-магнетитовые руды с повышенным содержанием апатита. (В рудах обильны гидроксил-содержащие силикаты — серицит, биотит, амфибол, эпидот). Относительно богатые руды Тургусунского участка (56 % разведанных запасов руд месторождения) имеют актинолит-биотит-магнетитовый состав при подчиненной роли альбита. Наиболее бедные биотит-альбит-магнетитовые руды развиты на Перевальном участке. К бедным относятся также карбонат-гидросиликат-магнетитовые руды, составляющие в сумме 25 % запасов. Остальные типы руд (сульфидно-магнетитовые, апатит-магнетитовые и др.) имеют подчиненное значение. В пределах рудного поля имеется неизученное эксгалационно-осадочное свинцово-цинковое оруденение, а в апатит-магнетитовых рудах недавно выявлено редкоземельное оруденение с собственными минералами РЗЭ (ортит, монацит), а также с минералами, обогащенными редкими землями (цериевый эпидот). Несмотря на детальное описание самих руд и вмещающих их пород (главным образом, туффилов размерностью от псаммитовой до пелитовой, в особенности — алевритовых и мелкозернистых псаммитовых), **многие вопросы генезиса руд остаются неясными.**

5.3. Полиметалльный рудогенез типа SEDEX

По данным **А. И. Гусева**, в венд-кембрийских отложениях на западе Алтае-Саянской складчатой области известны стратиформные полиметалльные эксгалляционно-осадочные месторождения типа SEDEX. Стратиформное оруденение такого генотипа отмечается в проявлениях, относящихся к объектам свинцово-цинково-серебряного, серноколчеданного и золото-черносланцевого геолого-промышленных типов. Внимательное изучение показывает, что в большинстве черносланцевых месторождений и проявлений такого типа присутствуют туфы и туффиты — как во вмещающих породах, так и в самих рудах; это позволяет сделать вывод о том, что

«в месторождениях и проявлениях свинцово-цинкового состава, имеющих признаки эксгалляционно-осадочного рудогенеза, отмечаются также признаки и осадочно-вулканогенных процессов».

Таджикские геологи **А. Р. Файзиев и М. М. Фозилов** анализируют роль вулканитов в формировании гигантского пермокарбонатового полиметалльного месторождения Большой Канмансур, где ресурсы только одного серебра оценивают цифрой более 50 тыс. т. Авторы делают упор на петрофизических параметрах вулканитов и вулканогенных пород (плотности, пористости, прочности на раскол, водонасыщенности, скорости прохождения продольных волн и магнитной восприимчивости), утверждая, что именно они контролировали интенсивность оруденения. В итоге устанавливается, что наиболее подходящими для проникновения растворов и рудоотложения являются сферолит-порфиры, где благоприятным образом сочетаются высокая пористость и низкая плотность. Под воздействием тектонических подвижек эти породы подверглись более интенсивному растрескиванию, чем другие вулканиты, с образованием многочисленных трещин. Последние являются одновременно и каналами для движения гидротермальных растворов и полосами для отложения руд.

5.4. Железо-марганцевые руды в Приморье

В. В. Середин и И. Ю. Чекрыжов описали оксигидроксидную Fe-Mn гидротермальную минерализацию на Павловском угольном месторождении Приморья, связанную с палеогеновым вулканизмом. Минерализация (голландит, гётит и ряд других минералов), в виде как секущих, так и стратиформных тел обладает замечательными геохимическими особенностями. По данным анализа 35 проб, содержания элементов-примесей достигают (%): Ba — 8.64, Co — 2.74, Pb — 1.77, Zn — 0.74, Ni — 0.42, Cu — 0.3, V — 0.29. Кроме того, эти руды постоянно обогащены РЗЭ (0.1–3.3 %) и спорадически — Tl, Cd, Mo (до 200–300 г/т), As, Se, W (до 100–200 г/т), Ge, Sb, Ag, Bi, U (до 30–70 г/т), Au и Pt (до первых г/т).

Уникальной особенностью руд является исключительно резкий Се-максимум: отношение Се/La в среднем 30, максимально 100–160. Таких величин нигде более не отмечено, например

в океанских ЖМК это отношение равно 25. При этом в отличие от ЖМК, содержащих Се в сорбированной форме, в оксигидроксидных рудах Павловского месторождения установлены многочисленные микровключения цериевых минералов (оксидов, силикатов, фосфатов и титанатов). В итоге авторы приходят к весьма нетривиальному выводу:

«перечень геохимических и минеральных индикаторов гидротермальных Fe-Mn оксигидроксидных руд континентальных рифтогенных структур <...> может быть пополнен теми, которые характерны для Павловского месторождения. Это, прежде всего, аномальные концентрации Се и наличие в рудах тонкодисперсных цериевых минеральных фаз, в том числе Се-титанатов. Таким образом, приведенные данные показывают, что положительные Се-аномалии в Fe-Mn оксигидроксидах могут иметь не только гидрогенное морское, но и гидротермальное континентальное происхождение».

5.5. Вулканогенно-осадочные марганцевые руды

В докладе **Е. В. Стариковой** дано современное обобщение данных об осадочном и гидротермальном (вулканогенно)-осадочном рудогенезе марганца. Если для второго эндогенный источник марганца очевиден, то для первого он зачастую остается предметом острой дискуссии. Исследовательница решила дать более четкие формулировки признаков заведомо эндогенного, гидротермально-осадочного марганцеобразования. В основу модели гидротермально-осадочного рудогенеза положены представления о формировании рудоносных отложений из субмаринных гидротермальных растворов термоконвекционной природы — модель рециклинга. Выясняется существенная разница двух режимов рудогенеза: высокотемпературного ($T \approx 250\text{--}350\text{ }^\circ\text{C}$), с низким отношением «вода/порода», так называемого «порододоминирующего» и низкотемпературного ($T \leq 200\text{ }^\circ\text{C}$) — «флюидодоминирующего». В высокотемпературном режиме флюид восстановительный, а в низкотемпературном — окислительный. Это определяет разницу pH флюидов, их растворяющую и транспортную способность, и, в конечном счете — разницу масштабов и минерального состава месторождений.

Продуктами отложения высокотемпературных флюидов являются кварц, сульфиды железа и цветных металлов. Оксидные формы железа и марганца накапливаются только при существенном разбавлении флюида морской водой, т.е. на удалении от устьевой зоны. Из низкотемпературных растворов осаждаются кварц и оксидные формы рудных элементов — гематит и пиролюзит. Во всех типах отложений присутствует ангидрит и барит. Градиенты температуры, pH и Eh, возникающие в зоне рудоотложения, приводят к придонной дифференциации рудных компонентов: в приустьевой зоне отлагается железо-кремнистый материал, тогда как марганец дольше сохраняется в растворенном состоянии и накапли-

вается в периферийных частях формирующейся постройки.

Такие модели (хорошо обоснованные термодинамически) позволяют понять природу давно известных месторождений. Те из них, которые формировались в геодинамических режимах СОХ, задугового спрединга, горячих точек, были порождены мощными, длительно функционировавшими высокотемпературными гидротермальными системами. В качестве примеров называют колчеданные и марганцевые месторождения Южного Урала, образованные в пределах разновозрастных палеоостроводужных структур. Не менее интенсивно процессы гидротермально-осадочного рудогенеза протекают в рифтогенных обстановках. Морфологические особенности таких бассейнов (узкая грабенообразная структура, резко расчлененный рельеф дна) способствуют локализации рудного вещества, поэтому формирующиеся месторождения относятся к крупным и уникальным. Примерами таких объектов считают железо-марганцевые и барит-свинцово-цинковые месторождения Атасуйской группы Казахстана. В качестве примера концентраций марганца, образованных в режиме пассивной континентальной окраины, где гидротермальные процессы были кратковременными и малоинтенсивными, называется фаменская марганценовая формация Пай-Хоя,

«имеющая большую протяженность и значительные ресурсы, но не содержащая промышленных рудных скоплений».

5.6. Туфогенные редкометалльные руды — юннаньский тип

Китайско-российский коллектив (**В. В. Середин, Шифенг Дай, И. Ю. Чекрыжов**) в рамках совместного проекта получил данные об уникальной редкометалльной минерализации в туфогенных толщах угольных бассейнов России и Китая. В каолиновых угольных тонштейнах давно были известны геохимические аномалии ряда редких элементов, в том числе — радиоактивных и редкоземельных. Однако, как указывают авторы, эта минерализация, несмотря на достаточно высокие концентрации легких РЗЭ и значительные площади распространения ($n \cdot 10 - n \cdot 100 \text{ км}^2$), никогда не привлекала к себе особого внимания из-за малой мощности рудоносных горизонтов (0.1–0.3 м) и трудности их селективной выемки при добыче углей.

В последние годы были сделаны открытия, заставляющие пересмотреть мнение о промышленной бесперспективности угольных тонштейнов и их аналогов: в угленосных отложениях ряда месторождений Южн. Китая и Приморья были обнаружены горизонты редкометалльной пироклаستيки значительной (до 10 м) мощности, расположенные за пределами угольных пластов. **Впервые такие руды были выявлены в верхнепермских угленосных отложениях провинции Юннань** при изучении природы интенсивных гамма-аномалий на каротажных диаграммах

скважин, пробуренных на угольных месторождениях. В Приморье редкими металлами аномально обогащены как палеоцен-эоценовые (Ванчинская и Фурмановская слабоугленосные вулканотектонические структуры), так и позднеолигоценные туфогенные отложения (Пушкинская впадина с промышленной угленосностью). На этих месторождениях сумма TR_2O_3 в туфогенных горизонтах достигает 0.17 %, содержание ZrO_2 — 0.83 %, Nb_2O_5 — 600 г/т. Считают, что

«туфогенная РЗЭ-минерализация юннаньского типа может быть обнаружена и на территории ряда других угольных бассейнов нашей страны. На это указывает широкое развитие в угольных пластах Кузбасса, Южно-Якутского и Минусинского бассейнов редкометалльных тонштейнов, содержащих аномально высокие концентрации РЗЭ, а также Zr и Nb. Частая их встречаемость дает основание прогнозировать возможность открытия в этих бассейнах мощных горизонтов рудоносной пирокластики и за пределами угольных пластов. Особого внимания заслуживает Эльгинское месторождение в Южн. Якутии, формирование которого происходило на фоне мощного эксплозивного вулканизма щелочного состава. При этом такой поисковый признак металлоносных туфогенных горизонтов, как наличие гамма-аномалий в разрезе угленосных отложений, существенно упрощает выявление подобных руд».

6. Алмаз как минерал-индикатор

Если считать алмазоносные кимберлиты породами вулканическими (с чем, впрочем, согласны не все петрологи), то само присутствие в осадках или осадочных породах кристаллов алмаза и особенности их типоморфизма могут служить индикатором кимберлитового петрофонда (а в некоторых случаях — иного, например, лампроитового). Морфология алмазов позволяет судить о термодинамических условиях кристаллизации расплавов и даже различать мантийные и коровые их генотипы [20, с. 87–88]. Этой теме на совещании касались сообщения якутских (**Н. Н. Зинчук**) и сыктывкарских (**Б. А. Мальков**) геологов.

В одном из докладов Н. Н. Зинчука показано, что в якутских россыпях алмазы из кимберлитов как правило, имеют формы октаэдров, ромбододекаэдров, округлые, додекаэдров с шагренью и полосами пластинчатой деформации, бесцветных кубоидов; для метаморфического петрофонда характерны желтые кубоиды. Для графитизированных ромбододекаэдров и сложных двойников додекаэдроидов с легким изотопным составом углерода — петрофонд все еще достоверно не установлен.

Как известно, генезис прекрасных ювелирных алмазов из девонской россыпи Ичет-Ю на Ср. Тимане является дискуссионным. Для суждения об источнике кристаллов алмазов Б. А. Мальков и М. Л. Холопова использовали морфологические наблюдения под электронным микроскопом, показавшим признаки переноса кристаллов речными потоками, что заставило авторов отбросить предполагаемую туффизитовую

природу россыпи и принять гипотезу ее терригенной природы: формирования путем сноса алмазов с континента — из вероятных кимберлитовых тел. Поскольку изотопный возраст известных кимберлитовых и альнётитовых трубок Умбинского поля Вымско-Вольской гряды оказался моложе (390–382 млн лет, т.е. живет–ранний фран), чем возраст россыпи Ичет-Ю (поздний эйфель), эти авторы заключили, что первоисточниками алмазов в девонских россыпях Среднего Тимана служили какие-то другие, заведомо более древние, чем трубки Умбинского поля, «додевонские» кимберлиты, локализованные, вероятно, далеко за пределами структур Тиманского кряжа.

7. Некоторые дискуссионные вопросы

Геология была и остается полуэмпирической наукой, со слабо развитой теоретической (лого-понятийной) базой. Поэтому, в частности, многие генетические трактовки в геологии могут оспариваться — либо по причине недостаточной аргументации, либо вследствие неоднозначно понимаемых терминов.

7.1. Вулканокластика или пирокластика?

Если называть, следуя «Геологическому словарю» [2, с. 416] по предложению О. Н. Влодавца (1954 г.) «**пирокластическим материалом**» «только тот кластический материал, который образуется путем раздробления или разламывания на обломки разл. величины свежей лавы, находящейся еще в раскаленном или горячем состоянии (бомбы, лапилли, вулк. песок, пыль, шлаки, пемза и др.)», то возникает неопределенность в отношении **вулканического пепла** — в этом определении почему-то не упомянутого. На той же странице «Геологического словаря» «**вулканокластическим материалом**» называется «обломочный материал, выброшенный при извержении вулкана в твердом или жидком состоянии². По происхождению он разделяется на 2 гр.: материал, связанный непосредственно с извергающейся лавой (шлаки, пемза, пепел), и материал раздробленных старых лав и боковых пород». Синонимами считаются «материал эксплзивный, тефра». Как видим, в этом определении вулканический пепел упомянут — и отнесен к вулканокластическому материалу.

Что касается часто употребляемого геологами термина «**вулканотерригенный материал**», то в Геологическом словаре его нет, но понимание термина геологами вполне определено: так называют обломочные продукты эрозии вулканических горных пород, заведомо более древних, чем тот осадок, в котором они захороняются. Например, в докладе Т. Н. Алексеевой и В. Н. Свальнова отмечается, что

«на подводных склонах Больших Зондских островов встречены вулканотерригенные пески и алевриты — продукты размыва молодых вулканитов».

Очевидно, что вулканотерригенные отложения могут содержать продукты размыва не только молодых вулканитов — но и неизмеримо более древних. Например, при формировании мезозойских морских осадков могло размываться горное сооружение, сложенное докембрийскими базальтами или андезитами. **В результате возникает проблема различия вулканотерригенных отложений от туффоидов — что равносильно отличению вулканокластики — от пирокластики.** Здесь эти термины уже не могут являться синонимами, и под вулканокластикой желательно понимать только обломочные продукты размыва вулканитов.

Важность, и вместе с тем трудность проблемы отличия пирокластики от вулканокластики была очевидна Г. С. Дзюценидзе еще полвека назад: «Граувакки <...> по характеру слагающего материала <...> тесно примыкают к туфам, с которыми их часто смешивают <...>. Подобные ошибки вполне естественны, и их вряд ли удастся избежать, так как эти граувакки состоят из обломков эффузивных пород и туфов, часто мало или совсем неизменных, иногда почти не окатанных. Их очень легко спутать с так называемыми переотложенными туфами, или тефраидами, от которых очень часто их просто невозможно отличить. Эти породы по природе и составу являются переходными от чисто пирокластических через смешанные к чисто осадочным породам, терригенный материал которых не имеет источников вулканогенных формаций» [4, 1969, с. 53].

Таким образом, необходимость различия холодной вулканокластики (вулканотерригенного материала), которая может быть на миллиарды лет старше осадка, в котором она захоронена — от пирокластики, которая субсинхронна с осадком — существует; более того, она весьма актуальна. Дело в том, что **захоронение резко неравновесной со средой осадка высокореакционной свежей пирокластики ведет к интенсивному аутигенному минералообразованию** (в том числе, как мы видели выше в разделе 5.1. — и к зачаточному рудогенезу), — например, к массовому формированию в диагенезе замечательных фосфатсодержащих бертьериново-кремнистых конкреций [18;20; 23; 24], тогда как к захороненной древней вулканокластике диагенез окажется «равнодушен», и в граувакках такая петрогенная кластика мирно соседствует с литогенной кластикой [22].

Опять-таки, напомним, что актуальность проблемы «влияние пирокластики на диагенез» была очевидна академику А. В. Сидоренко еще в 60-х гг. прошлого века: «Следует тщательно изучить влияние вулканогенного материала на процессы диагенеза, а также миграцию элементов в осадочно-вулканогенных образованиях. Эти вопросы почти не затронуты исследованием, а ведь здесь, вероятно, находится ключ к познанию оса-

² Но как можно себе представить «обломок в жидком состоянии»? — Я. Ю.

дочно-вулканогенного рудообразования» [4, с. 13].

Вследствие огромной важности различения пирокластики от петрогенной вулканокластики, предпринимались попытки их распознавания с помощью метода литохимии; несмотря на принципиальную трудность этой задачи [22], некоторые обнадеживающие результаты уже имеются [18, с. 213–215]. Вероятно, прогресса в решении этой проблемы можно ждать от изотопных методов. Например, в осадках Средиземного моря различают осадки с молодой пирокластикой (в районе вулканов Санторина и Стромболи), имеющие К-Аг возраст от 0 до 50 млн лет, и осадки с древней африканской вулканокластикой, с К-Аг возрастом до 430 млн лет [17, с. 106]. Имеются данные [18, с. 362, 365], что о примеси пирокластики в осадочных породах можно судить по изотопному составу германия (пониженные значения величины $\delta^{74}\text{Ge}$) и осмия (пониженные значения величины $^{187}\text{Os}/^{186}\text{Os}$).

7.2. Диагностика гиалокластитов

Эта проблема поставлена в обзорном докладе **А. В. Вана и Е. А. Предтеченской**. Они полагают, что гиалокластиты (аквагенные туфы — продукты кластогенеза подводных излияний) известны только в современных отложениях, тогда как в более древних отложениях не обнаружены,

«очевидно, из-за отсутствия четких диагностических признаков, так как гиалокластиты подвергаются более быстрому и интенсивному разложению в условиях повышенной температуры в минерализованной морской воде».

Поэтому предлагается распознавать гиалокластиты по косвенным текстурным признакам — например, по наличию в породах округлых стекловатых глобул с корками отслоения и их сегментарными фрагментами, которые возникают от растрескивания при соприкосновении расплава с водой. Однако А. Е. Киселев еще в 1970 г. уверенно диагностировал аквагенные туфы в Якутии [6]. Как отмечено в книге «Основы литохимии», эти породы в отложениях T_3-J_1 имеют **вполне отчетливые литохимические отличия** от туфов пепловых в отложениях J_3-K_1 : «первые <...> суть высокожелезистые псевдогидролизаты и гидролизаты (очевидно, уже утратившие часть магния) с высокой титанистостью (ЖМ 0.94–1.71; ТМ 0.080–0.192), тогда как вторые <...> — нормосиаллиты, в том числе щелочные» [22, с. 326].

7.3. Карбонатитовый вулканизм в Дагестане?

Как отмечалось в разделе 3.6, дагестанские геологи описали на своей территории проявления карбонатной минерализации в тесной ассоциации с найденными ими вулканическими пеплами, по которым карбонат, несомненно, и образовался. Вместе с тем, в пласте (1.0–1.5 м) вулканического пепла на окраине г. Буйнакска ими были описаны пелитоморфные карбонатные «стяжения» размером до 5–8 см. Исходя из осо-

бенности структуры этих образований, авторы допускают для них магматический (!) генезис:

«мы заключаем, что карбонатные стяжения отлагались совместно с вулканическим пеплом, и были жидким расплавом (карбонатная лава). Можно думать, что эти пеплы переносились на незначительные расстояния от вулканов: обломки массой 1.5–2.0 кг не могут переноситься на расстояния в десятки и сотни километров».

Однако такое заключение весьма ответственно: оно означает не что иное, как утверждение о наличии на территории Северного Дагестана карбонатитового вулканизма, со всеми вытекающими отсюда последствиями (например, проведения поисков соответствующих полезных ископаемых — таких как руды Nb, Ta и пр.). Поэтому хотелось бы видеть и какие-то геохимические аргументы в пользу такого заключения (например, свойственные карбонатитам высокие содержания Sr). Сами авторы не замечают противоречия в своих выводах (с одной стороны — заведомо эпигенетический апотуфовый карбонат, и с другой — сингенетичный карбонатитовый?!). Не очень понятно также, правомерно ли эпигенетический апопепловый карбонат, возникший путем твердофазного метасоматического процесса, аттестовать как *травертин* (т.е. продукт нормального осаждения карбоната из углекислых термальных или холодных вод).

7.4. Интерпретация литохимических данных

Как уже отмечалось (см. выше, раздел 4), методы литохимии становятся все более популярными в среде литологов. Однако бездумное, механическое применение любой методики может ее только скомпрометировать. Так, **Д. В. Васильев**, изучая среднеюрско-нижнемеловой разрез мыса Чекуровский (низовья Лены, север Якутии), на основании литохимических данных пришел к выводу, что алевролиты и песчаники являются кислыми тефроидами, распространив этот вывод на весь разрез. Но при этом он сам же указал на повышенную магнезиальность глинистых пород, которые аттестованы как псевдосиаллиты: «Как известно, среди нормальных осадочных пород псевдосиаллиты, как правило, не встречаются, они являются породами пирогенными — базитовыми туффоидами или их прямыми дериватами <...>».

Это явное противоречие в составе переслаивающихся пород (пелитоиды — производные базитовой, а алевропсаммиты — кислой пирокластики?!) автором не замечено. Осталось незамеченным и присутствие в изученной выборке двух явно аномальных составов с повышенной карбонатностью: алевролита волжского возраста (17.60 % CO_2 , 4.95 % MgO и гидролизатным модулем ГМ = 1.07) и келловой-оксфордского алевролита (17.72 % CO_2 , 18.05 % CaO и ГМ = 1.79). Очевидно, что гидролизатность здесь фиктивная — просто обусловленная разбавлением процентного содержания SiO_2 значительной долей карбоната. К тому же во втором образце высокая железистость и карбонатность (сидерит?) со-

четаается с высокой сернистостью ($S = 2.86\%$), что, по-видимому, указывает на сильную пиритизацию породы. Конечно, присутствие таких составов плохо согласуется с общим выводом автора о том, что

«в среднеюрско-раннемеловое время в бассейн седиментации поступал в основном кислый пирокластический материал».

Путем литохимической обработки 73 силикатных анализов пород из карбонового разреза руч. Горбылях в Зап. Верхоянье, якутские геологи **Г. В. Ивенсен** и **Р. В. Кутыгин** пришли к выводу, что изученные ими песчаные породы являются риолитовыми туфами и тефроидами. «Тефроидная модель» позволяет истолковать не свойственные риолитам повышенные титанистость (титановый модуль $TM = TiO_2/Al_2O_3$), железистость (железный модуль $JM = (Fe_2O_3 + FeO + MnO)/(TiO_2 + Al_2O_3)$) и фемичность (фемический модуль $FM = (Fe_2O_3 + FeO + MnO + MgO)/SiO_2$) целого ряда составов. Авторы объясняют это тем, что риолитовая тефра на путях переноса подверглась эоловой и водной дифференциации, что обогатило ее состав темноцветными минералами. Хотя основания для таких выводов несомненно имеются (отсутствие окатанности обломков минералов и характерный для риолитов аномально низкий титановый модуль в некоторых песчаниках), все же для полного доверия к авторским заключениям — недостаёт объективного рассмотрения ими «аркозовой альтернативы». Было бы желательно разъяснить читателю, отчего наблюдавшиеся авторами составы песчаников нельзя трактовать как терригенные аркозы — продукты размыва гранитоидов или кислых эффузивов?

Недавно было отмечено, что в старой проблеме диагностики генотипа амфиболитов, по-видимому, переоценивается распространенность осадочного протолита [17, с. 599–601]. В этом убеждении нас укрепляет обработка анализов амфиболитов Шпицбергена, любезно предоставленных нам А. Н. Сироткиным (письменное сообщение; декабрь-2011). Литохимическое исследование показало, что (а) среди шпицбергенских амфиболитов несомненно доминируют породы, протолитом которых были базальтоиды; (б) возможный пара-протолит присутствовал в резко подчиненных количествах и, скорее всего, был представлен родственными базальтоидам — базитовым туффоидами, а не «обычными» осадочными породами.

7.5. Цеолиты мезозоя–кайнозоя Европейской России

В своем обзорном докладе **А. И. Буров**, наряду с месторождениями заведомо вулканогенных и вулканогенно-осадочных цеолитов, выделяет и чисто осадочный генотип (кальциевый клиноптилолит), к которому он относит мел-палеогеновые цеолиты Восточной Европы и Зауралья, придавая большое значение присутствию в этих отложениях силицитов с «биогенным аморфным

кремнеземом». Отрицая идею А. Г. Коссовской и А. И. Муравьева о вулканогенной природе цеолитов (на основе «камуфлированной» щелочно-базальтовой пирокластики), он солидаризируется с точкой зрения В. А. Супрычева (1979) и пишет (делая, впрочем, исключение для киевской свиты эоцена, вулканогенная природа которой общепризнана):

«Автор настоящего доклада на основании собственных исследований в Поволжье, Северном Кавказе и в других районах, также полагает, что подавляющая масса платформенных мезозойско-кайнозойских цеолитов Европейской части России и Зауралья по своему происхождению никак не связана с вулканизмом».

Заметим, однако, что за счет биогенного кремнезема и глинистого вещества опок и мергелей (то, что предлагает А. И. Буров) — возможность формирования цеолитов представляется сомнительной; видимо, обязательным условием их синтеза является участие *свежей полевошпатовой кластики*. Но поступление **терригенной** полевошпатовой кластики в поздне-меловые–раннепалеогеновые бассейны Русской платформы сомнительно; на континенте в это время развивались коры выветривания, и состав терригенной кластики почти повсеместно оказывался существенно кварцевым. Поэтому более реальным источником полевошпатового материала все-таки представляется **пирокластика**, породившая диагенетические цеолиты в одновозрастных осадочных толщах океанов [20, с. 108].

Замечательное открытие сделано сыктывкарскими литологами (**В. А. Салдыным и его коллегами**) в маркирующей пачке средневожских глин на Чим-Лоптюгском месторождении горючих сланцев (Республика Коми). Они обнаружили, что видимые невооруженным глазом обильные светлые вкрапления в глинах являются ничем иным, как выполненными цеолитом (по составу промежуточным между клиноптилолитом и гейландитом) башенковидными раковинками радиолярий рода *Parvicingula* высотой 0.2–0.3 мм и диаметром 0.10–0.17. По визуальной оценке количество цеолитизированных радиолярий может достигать 30 % по объему породы! **Столь четкая избирательность цеолитизации ясно указывает на источник по крайней мере одного из компонентов кристаллической основы цеолита — опалового кремнезема**, растворявшегося в позднем (?) диагенезе (после частичной пиритизации стенок панцыря). Но что же послужило источником второго необходимого компонента структурного скелета цеолита — подвижного алюминия? По мнению авторов,

«источником алюминия, калия, магния, возможно, были измененные окружающие глинистые минералы. Источником кальция служил известковый материал».

Таким образом (как и у А. И. Бурува), идея камуфлированной пирокластики здесь отвергается:

«На основании распространения цеолитов по всему сланценосному разрезу, закономерной их связи с остатками организмов опалового состава и отсутствия следов пирокластики в изученных отложениях, мы склоны считать образование цеолитов аутигенным — без участия вулканогенного материала».

7.6. Конвергентный глауконит?

Значение глауконита как индикатора «камуфлированной пирокластики» было показано в известной книге А. В. Вана и Ю. П. Казанского [1] и вновь подчеркнута в обзорном докладе **А. В. Вана и Е. А. Предтеченской** на данном совещании. Сибирские авторы указывают на связь глауконита с преобразованием продуктов глобуляции ультращелочной лавы:

«Об этом свидетельствуют сходство форм глобулей стекла, их фрагментов и зерен глауконита, химический состав, особенно содержание калия, а также условия залегания и парагенез глауконитовых отложений < >. В связи с этим интересен факт частых находок глауконита в вулканогенно-осадочных толщах. В отложениях ордовика Южного Урала, в меловых накоплениях Грузии, в третичных отложениях Сахалина глауконит встречается всегда с вулканокластами и продуктами их изменений — цеолитами и бентонитовыми глинами. При этом глауконит распространен только в слоях с вулканогенным материалом и не отмечается в других частях разрезов, где вулканические образования отсутствуют».

Нам представляется, что условие «ультращелочной лавы» для синтеза глауконита — необязательно, поскольку в морской воде калия вполне достаточно. Глауконит образуется по субстрату железистого смектита (продукта гальмиролиза базальтового стекла) путем его гидрослюдизации [18, с. 197]. Процесс низкотемпературной диагенетической гидрослюдизации смектитов детально изучался казанскими литологами [7 и ссылки там] и является совершенно реальным.

Проблема же заключается в том, что глауконит может иметь другой генезис — не трансформационный, а синтетический — из терригенного материала, вынесенного в мелководно-морскую фазию из коры выветривания на близкой суше [20, с. 208–210]. Поэтому представляется важным различение генотипов этого конвергентного минерала [19]. **Предполагается, что «вулканогенный» глауконит должен отличаться от «терригенного» по химическому и изотопному составу. Задача заключается в том, чтобы отыскать эти различия, вполне вероятно, — тонкие и неочевидные.**

7.7. Конвергентный бертьерин?

К сожалению, эта тема на совещании не прозвучала совсем. Между тем, проблема диагноза генотипа бертьеринов полностью аналогична предыдущей. С одной стороны, в стратифере существуют большие массы бертьерина в составе оолитовых («лептохлоритовых») железных руд — в ассоциации с каолинитом,

оксидами и гидроксидами железа, и в очевидной генетической связи с корами выветривания на континенте. С другой стороны, бертьерин присутствует в составе фосфатсодержащих бертьерин-кремнистых конкреций, порожденных диагенетическим изменением базальтовой пирокластики в углеродистом осадке [23, 24]. Наконец, есть и третий генотип бертьеринов — катагенетический, описанный японскими исследователями в угленосной толще [19; 20]. **Распознавание этих генотипов столь же актуально, как и распознавание генотипов глауконита.**

7.8. «Прото-орогенный» ревизионизм в литологии

Рассматривая морские осадочные комплексы мезозоид Севера Чукотки, слагающие осадочный чехол мощностью до 5–7 км, **И. В. Тибилев** отмечает присутствие в их составе вулканогенного материала. Например, в составе мырговской серии позднеюрско-неокомского возраста в переменных количествах (вплоть до существенного преобладания) присутствуют обломки андезитов, реже базальтов и альбитизированных долеритов. Фациальные переходы от вулканомиктовых граувакк к олигомиктовым полевошпатово-кварцевым песчаникам и алевролитам происходят по простиранию толщ как постепенно, так и сравнительно быстро — на расстоянии в первые десятки метров. Этот материал претерпел постседиментационные изменения.

Однако автор отрицает механизм термального катагенеза погружения и доказывает, что изменения горных пород были порождены протоорогенезом, т.е. имели характер дислокационного метаморфизма, в котором И. В. Тибилев выделяет последовательные процессы, называемые (а) соскладчатыми литогенными, (б) динамометаморфическими и (в) литоморфными метасоматическими. Например, в рамках этой концепции обломочный материал трактуется не как кристаллокласты (кварц, полевые шпаты) или литокласты (кремни, кварциты, олигомиктовые алевролиты, андезиты, реже базальты и/или долериты), а как эпигенетические продукты литоморфно-метасоматической стадии изменения горных пород; поэтому даже сами петрографические термины берутся в кавычки:

«Литокласты» вулканического состава не только секут милонитовые «шнурки», но и нередко характеризуются отчетливым зональным строением с эндоконтактовыми зонами «закалки». В граувакках с базальным цементом нередко «литокласты» андезитового состава, в которых отчетливые границы «обломков» сменяются «расплывчатыми» — с постепенными переходами в замещающий матрикс исходно глинистого состава».

Аналогично — то, что литолог под микроскопом назовет измененным вулканическим стеклом, трактуется И. В. Тибилевым как «квазистекло» — эпигенетический продукт динамометаморфизма и метасоматоза:

«Не менее существенны процессы метасоматического «остеклования» глинистых фракций и милонитового материала плоскостей расщепления. По степени полноты метасоматического остеклования (степени «совершенства» метасоматического стекла) различаются квазистекло, предстекло и собственно вулканоморфное стекло. Подавляющий объем остеклованных пелитов и алевропелитов представлен фациями квазистекла, которое под микроскопом имеет вид темнотуевой слабо просвечивающей в проходящем свете и слабо анизотропной криптомассы. В фациях зеленосланцевого метаморфизма по квазистеклу развиты тонкокристаллические агрегаты рутил-хлоритового состава, характерны проявления большеобъемного селективного науглероживания. При этом избирательно углефицированное квазистекло приобретает облик тривиального углито-глинистого сланца».

Заметим, что эти радикальные представления, навеянные И. В. Тибилу его многолетним опытом геологосъемочных работ в складчатой области и, так сказать, отдающие приоритет тектонике перед термодинамикой, — являются естественным продолжением и дальнейшим развитием идей, высказанных им на прошлогоднем Сыктывкарском совещании «Минеральные индикаторы литогенеза» [12]. Представляется, что **единственным способом верификации этих идей является применение геохимических методов** — как литохимии, так и геохимии элементов-примесей и геохимии изотопов. Например, нам кажется несомненным, что присутствие «настоящего» вулканического стекла должно породить вполне определенные геохимические аномалии, тогда как изохимический процесс образования «квазистекла» таких аномалий давать не должен. До тех пор, пока оригинальные представления И. В. Тибилова будут пребывать только на текстурно-структурном уровне описательной микроскопии — они едва ли будут восприняты литологическим сообществом как достоверные.

7.9. Ti-Mn-Fe-силикатные сферулы и самородные металлы: теллурические или космогенные?

В своем обзоре украинские геологи (**И. Г. Яценко с коллегами**) отнесли большинство описанных в литературе Ti-Mn-Fe-силикатных сферул к «эндогенному» (т.е. теллурическому, а не космогенному) типу. Подчеркивается, что такие сферулы

«достаточно легко идентифицируются и однозначно указывают на флюидизатно-эксплозивные процессы».

Заметим, однако, что и сами такие процессы могут быть инициированы импактом — что мы имеем в астроблемах. Таким образом, существует проблема генетического диагноза сферул — теллурические они или космогенные (импактные)? Как показано в нашей книге-2011 [17], эта проблема может решаться с помощью изотопных методов — например, по изотопному составу азота.

В. А. Цельмович привел ряд новых данных в пользу космогенной природы частиц самородных металлов и сплавов, находимых в осадочных толщах. Этот вывод распространяется и на Тунгусский феномен, где такие частицы найдены в обугленных растительных остатках, датированных 1908 годом.

В целом мы заключаем, что на Сыктывкарском-2011 совещании «Диагностика вулканогенных продуктов в осадочных толщах» не удалось обсудить все предварительно намеченные темы Научной программы. Тем не менее, и в представленных 58 докладах содержится очень много информации, полезной для развития теории литогенеза и для практики поисков полезных ископаемых в вулканогенно-осадочных толщах.

Литература

- 1. Ван А.В., Казанский Ю.П.** Вулканокластический материал в осадках и осадочных породах. Новосибирск: Наука, 1985. 128 с.
- 2. Геологический** словарь. Т. 1. М.: Недра, 1973. 486 с.
- 3. Геохимия** древних толщ Севера Урала / Отв. ред. академик Н.П. Юшкин. Ред.-сост. Я.Э. Юдович и М.П. Кетрис. Сыктывкар: Геопринт, 2002. 333 с.
- 4. Дзоценидзе Г. С.** Роль вулканизма в образовании осадочных пород и руд. М.: Недра, 1969, 344 с.
- 5. Калугин А.С.** О роли вулканизма и рифов в образовании бокситов геосинклинальных областей // Литол. и полезн. ископаемые, 1967, № 1, с. 3–22.
- 6. Киселев А.Е.** Аквагенные и пепловые туфы Лено-Вилкойской нефтегазоносной провинции // Сов. геология, 1970, № 3. С. 85–97.
- 7. Кринари Г.А., Храмченков М.Г.** Структурные преобразования в системе иллит–смектит как индикаторы процессов литогенеза // Минеральные индикаторы литогенеза: Матер. Рос. совещ. с междунар. участием (Сыктывкар: 14–17 марта 2011). Сыктывкар: Геопринт, 2011. С. 48–50.
- 8. Литохимия** в действии: Материалы Второй Всероссийской школы по литохимии. Сыктывкар: Геопринт, 2006. 162 с.
- 9. Мерц А.В., Юдович Я.Э., Кетрис М.П., Штейнер В.Л.** К геохимии ухтинского доманика // Горюч. сланцы, 1990. Т. 7, № 3. С. 218–230.
- 10. Попов В.Е.** Вулканогенно-осадочные месторождения. Л.: Недра, 1979. 296 с.
- 11. Попов В.Е.** Генезис вулканогенно-осадочных месторождений и их прогнозная оценка. Л.: Недра, 1991. 287 с.
- 12. Тибилев И.В.** О структурных формах проторогенного литогенеза // Минеральные индикаторы литогенеза: Матер. Рос. совещ. с междунар. участием (Сыктывкар: 14–17 марта 2011). Сыктывкар: Геопринт, 2011. С. 62–64.

- 13. Хосино М.** Морская геология. М.: Наука, 1986. 431 с.
- 14. Юдович Я.Э.** Минеральные индикаторы литогенеза: Сыктывкарский форум-2011 // Минеральные индикаторы литогенеза: Матер. Рос. совещ. с междунар. участием (Сыктывкар: 14–17 марта 2011). Сыктывкар: Геопринт, 2011. С. 3–19.
- 15. Юдович Я.Э.** Флюидное минералообразование — альтернатива литогенезу? Обзор // УГЖ, 2009, № 4 (70), с. 31–80.
- 16. Юдович Я.Э., Кетрис М.П.** В лабиринтах литохимии // Вестник Ин-та геологии Коми НЦ УрО РАН, 2012, февраль, № 2(206). В печати.
- 17. Юдович Я.Э., Кетрис М.П.** Геохимические индикаторы литогенеза (литологическая геохимия). Сыктывкар: Геопринт, 2011. 740 с.
- 18. Юдович Я.Э., Кетрис М.П.** Геохимические и минералогические индикаторы вулканогенных продуктов в осадочных толщах. Екатеринбург: УрО РАН, 2010. 412 с.
- 19. Юдович Я.Э., Кетрис М.П.** Конвергентные слоистые силикаты — индикаторы литогенеза // Концептуальные проблемы литологических исследований в России: Матер. 6-го Всерос. литологич. совещ. (Казань: 26–30 сент. 2011). Т. II. Казань: Казанск. ун-т, 2011. С. 515–519.
- 20. Юдович Я.Э., Кетрис М.П.** Минеральные индикаторы литогенеза. Сыктывкар: Геопринт, 2008. 564 с.
- 21. Юдович Я.Э., Кетрис М.П.** Неорганическое вещество углей. Екатеринбург: УрО РАН, 2002. 422 с.
- 22. Юдович Я.Э., Кетрис М.П.** Основы литохимии. СПб: Наука, 2000. 479 с.
- 23. Юдович Я.Э., Кетрис М.П.** О существовании МБГ — минералов бертьериновой группы // Литогенез и геохимия осадочных формаций Тимано-Уральского региона № 7. Сыктывкар, 2009, с. 76–95 (Тр. Ин-та геологии Коми НЦ УрО РАН, вып. 124).
- 24. Юдович Я.Э., Кетрис М.П., Никулова Н.Ю., Соин В.Н.** Сочинские шарики // Вестник Ин-та геологии, 2006, март, № 3 (135). С. 7–14.

**НОВЫЕ ДАННЫЕ О ПРОЯВЛЕНИЯХ
И ПРОДУКТАХ НАЗЕМНОГО И СУБМАРИННОГО ВУЛКАНИЗМА.
ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ ИНТЕРПРЕТАЦИИ**

ПРЯМЫЕ И КОСВЕННЫЕ ПРИЗНАКИ ОКЕАНСКОГО ПОДВОДНОГО ВУЛКАНИЗМА

В. Н. Свальнов, Т. Н. Алексеева

Институт океанологии РАН, Москва

tania@blackout.ru

Хотя прямые наблюдения подводных извержений статистически довольно редки, продукты субаквального вулканизма очень широко распространены в Мировом океане. Это позволяет решать обратную задачу — по совокупности косвенных признаков прогнозировать современные и гораздо более ранние проявления вулкано-тектонической активности на океанском дне.

Среди признаков подводного вулканизма необходимо учитывать структурно-тектоническое положение региона, проявления базальтового магматизма, наличие гидротермальных построек сульфидов, полей металлоносных осадков, геохимических аномалий, гидротермально измененных компонентов рыхлых отложений, комплексов эдафогенных минералов, турбидитов разного состава, включающих фрагменты базальтоидов и гипербазитов. Для суждения о подводных излияниях иногда достаточно одного из перечисленных признаков, совокупность же их однозначно укажет на положение источника эндогенного вещества.

В океане мобилизация вулканогенного материала осуществляется вулканами, подводными эксгаляциями и гидротермами, тектоническими, гидродинамическими и гравитационными процессами. Океанские вулканы выносят из мантии подавляющую часть твердых, жидких и газообразных продуктов, извергаемых всеми вулканами [4]. При этом в рифтовых зонах океанов, по-видимому, выносятся не менее 11 млрд т лав в год (без учета вулканов внутриокеанских островов). Под воздействием эндогенных факторов в океане формируются металлоносные осадки, сульфидные проявления, комплексы аутигенных и эдафогенных минералов, пополняются запасы марганца, железа и ряда других элементов в морской воде [1, 6, 12].

Прямым указанием на подводный вулканизм являются базальтоиды в рифтовых зонах Красного моря, Атлантического, Индийского и Тихого океанов. Они образуют тела характерной формы, покрытые коркой закаливания. В ассоциации с толеитовыми базальтами зон спрединга весьма характерны гидротермальные постройки высотой до 10 м, сложенные сульфидами, сульфатами и окислами. Из них вырываются струи горячих (не менее 350 °С) растворов. Смешиваясь с морской водой, эти растворы отлагают вокруг источников, названных черными и белыми курильщиками, разнообразными минералами [13].

Вокруг выходов гидротерм иногда образуются холмики высотой в несколько метров, сложенные пиритом и халькопиритом. При соприкосновении с окружающей водой совершенно прозрачных струй флюидов, выходящих из жерла, формируется черный осадок. Тонкодисперсные сульфидные минералы вздымаются на десятки метров над жерлами в виде облаков и разносятся в направлении придонных течений. Горячие гидротермальные растворы содержат боль-

шие количества H_2S , SiO_2 , Mn , а также CO_2 , H_2 и CH_4 , относительно обогащены K , Ca , Li , Rb , Ba [12].

Таким образом, прямыми признаками подводных излияний служат находки на морском дне (особенно в рифтовых зонах) базальтов и гидротермальных построек весьма характерного минерального состава. При этом косвенными признаками можно считать геохимические аномалии, включая твердые, жидкие и газообразные фазы в морской воде.

Одним из косвенных методов оценки вклада подводного вулканизма в пелагическое осадкообразование являются процентные содержания компонентов, а также отношения групп элементов, имеющих сходную историю в океане: $(Fe+Mn)/Ti$; $(Fe+Mn)/Al$; $Al/(Al+Fe+Mn)$; $Fe/(Al+Fe+Mn)$; $Mn/(Al+Fe+Mn)$ [3, 10, 11]. Так, к металлоносным относят [3] рыхлые осадки, содержащие более 10 % железа (в пересчете на бескарбонатный и бескремнистый материал), обогащенные марганцем и некоторыми малыми элементами, но обедненные элементами-гидролизатами. Отношение $(Fe+Mn)/Ti$ может являться критерием наличия в осадке эксгалятивного материала и степени его концентрирования [10]. Названные критерии эндогенного вещества относительно надежны вблизи источников такого материала, а на значительном удалении от них становятся неоднозначными.

Достаточно определенным косвенным признаком подводного вулканизма являются маринно-литогенные продукты разрушения субаквальной литосферы (пород дна океана), называемых в целом эдафогенными компонентами [5]. Эти компоненты, выявленные при минералогическом изучении песчано-алевритовых фракций осадков, широко распространены в различных структурно-фациальных зонах Индийского, Атлантического и Тихого океанов [7, 9].

Особый интерес представляют *тектонэдафогенные составляющие осадков — маринно-эндолитогенные продукты тектонического дробления (растрескивания, перетираания) пород* [5]. К эндолитогенным относятся также фрагменты, возникшие в результате подводного выветривания и эрозии, при растрескивании и дальнейшей поствулканической или гальмиролитической переработке подводных эффузивных пород.

Продукты дезинтеграции вулканогенных пород перемещаются вниз по склонам под воздействием придонных течений, суспензионных потоков и гравитационных склоновых процессов (обрушения, оползания, осыпания). В итоге могут формироваться достаточно информативные грубообломочные накопления, эдафогенные турбидиты, специфические комплексы обломочных минералов [7]. Учитывая масштабы и многообразие проявлений магматизма в океане (срединные хребты, подводные горы, поднятия, вулканические острова), можно считать эдафогенный материал весьма достоверным косвенным

признаком эндогенной поставки вещества в пелагиали.

Еще одна возможность оценить подводную вулканическую активность — *изучение состава ядер железомарганцевых конкреций*. Это довольно трудоемкий процесс, но результаты стоят того. Исследования в Канарской и Гвианской котловинах Атлантики [2, 9] позволили не только стратифицировать породы кристаллического фундамента, но и выявить гидротермально измененные осадки. Основную часть (70 %) изученных в шлифах ядер конкреций Канарской котловины составляют габбро и перидотиты, 24 % приходится на метаморфиты, среди которых также преобладают породы, развивающиеся по перидотитам. Весь набор пород, включая долериты (6 %), являются неотъемлемой частью офиолитовой ассоциации океанской коры. Явное преобладание перидотитов и габбро свидетельствует о том, что участок дна, с которого поступали обломки (ядра будущих конкреций) сложен глубинными породами третьего и четвертого (мантийного) слоев океанической коры. Выход их на поверхность дна указывает на блоковое строение коры в этом районе.

Потрационное изучение тектоэдафогенного материала в осадках Канарской котловины показало, что основным механизмом мобилизации такого вещества служат катаклаз глубинных пород дна в зонах разломов. При этом вблизи источников эдафогенного материала грубообломочные компоненты (щебень, дресва) сочетаются в осадках с песчано-алевритовыми и пелитовыми продуктами разрушения пород фундамента. Крупные обломки обычно превращаются в ядра конкреций. По мере удаления от зон разломов гетерогенность состава ядер одновозрастных конкреций должна, вероятно, уменьшаться, а эффективным методом выявления эдафогенных примесей будет минералогический анализ крупноалевритовой и субколлоидной фракций осадков. В некоторых случаях признаком подводного вулканизма может служить валовый химический состав отложений.

В плейстоценовых осадках Канарской котловины зафиксировано примерно пять импульсов тектонической активности, однако, исходя из состава крупноалевритовой фракции осадков и закономерностей распределения в разрезах планктонных фораминифер, число тектонических эпизодов (и проявлений подводного вулканизма) было значительно больше [7].

В Гвианской котловине тектоническая активизация зон разломов привела в позднем плиоцене—плейстоцене к обнажению олигоценых известняков и гидротермальному преобразованию карбонатных осадков. Основным компонентом гидротермально измененных известковых отложений является железистый смектит; сохранилась примесь иллита, хлорита, каолинита, кварца и полевых шпатов.

Судя по составу измененных осадков и характеру замещения исходных компонентов, можно предположить, что в позднем плиоцене—плейстоцене разновозрастные отложения подверглись гидротермальному воздействию в зоне активного разлома, продолжающегося на запад трансформный разлом Вима. Последующие эрозионные и гравитационные процессы привели в

плейстоцене к фрагментации измененного материала и формированию биоэдафогенных осадков.

В рифтовых зонах срединных океанических хребтов обычно сосуществуют терригенный и эдафогенный комплексы обломочных минералов. Так, в осевой зоне Красноморского рифта комплекс терригенных компонентов представлен гранатами, цирконом, менее типичны мусковит, биотит, апатит, сфен, тремолит-актинолит, ромбические пироксены. Среди комплекса эдафогенных минералов определены оливин, хлорит, основное стекло, черные рудные минералы, средние и основные плагиоклазы, моноклинные пироксены, хлоритизированные обломки. За пределами осевой зоны прослеживается терригенный комплекс эпидота, обыкновенной роговой обманки, кварца и кислых плагиоклазов [8].

Авторы располагают и другими многочисленными примерами использования косвенных признаков для идентификации проявлений океанского подводного вулканизма. Эффективность каждого признака сугубо индивидуальна, однако совокупность их позволяет решать обратную задачу — прогнозировать местоположение и характер источника эндогенного вещества.

Литература

1. *Гурвич Е.Г.* Металлоносные осадки Мирового океана. М.: Научный мир, 1998. 340 с.
2. *Кашицев Г.Л., Свальнов В.Н., Новикова З.Т.* Состав ядер железомарганцевых конкреций в северной части Атлантического океана // *Океанология*. 1988. Т. 28. №. 4. С. 618—624.
3. *Лисицын А.П.* Процессы океанской седиментации: Литология и геохимия. М.: Наука, 1978. 392 с.
4. *Мархинин Е.К.* Роль вулканизма в формировании земной коры. М.: Наука, 1967. 255 с.
5. *Петелин В.П.* Формирование минерального состава глубоководных осадков. М.: Наука, 1971. С. 207—219.
6. *Рона П.* Гидротермальная минерализация областей спрединга в океане. М.: Мир, 1986. 160 с.
7. *Свальнов В.Н.* Динамика пелагического литогенеза. М.: Наука, 1991. 256 с.
8. *Свальнов В.Н., Рудакова А.Н., Казакова В.П.* Состав крупноалевритовой фракции поверхностного слоя осадков в Красноморском рифте // *Океанология*. 1985. Т. 25. №. 3. С. 477—482.
9. *Свальнов В.Н., Беляева Н.В., Дмитренко О.Б. и др.* Эдафогенный материал в осадках северной тропической зоны Атлантики // *Литол. и полез. ископаемые*. 1988. №. 3. С. 45—63.
10. *Страхов Н.М.* Проблемы геохимии современного океанского литогенеза. М.: Наука, 1976. 300 с.
11. *Bostrom K.* The origin on late ferromanganoan active ridge sediments // *Stockholm Contrib. Geol.*, 1973. Vol. 27. №. 2. P. 149—243.
12. *Edmond J.M.* Ridge crest hot springs: The story so far // *EOS*, 1980. Vol. 61. P. 129—171.
13. *MacDonald K.C., Becker K., Speiss F.N., Ballard R.D.* Hydrothermal heat flux of the black smoker, vents on the East Pacific Rise // *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 1980. Vol. 48. P. 1—7.

РАСПРОСТРАНЕНИЕ ВУЛКАНОГЕННОГО МАТЕРИАЛА ЗОНДСКИХ ОСТРОВОВ В ИНДИЙСКОМ ОКЕАНЕ

Т. Н. Алексеева, В. Н. Свальнов
Институт океанологии РАН, Москва
tania@blackout.ru

Восточная часть Индийского океана граничит с вулканически активной Зондской островной дугой, что создает предпосылки для участия в глубоководном осадкообразовании вулканокластического материала. Авторами изучены колонки осадков, собранные в нескольких рейсах НИС «Витязь» в районе к востоку от меридиана о. Шри Ланка, с целью выявления вулканокластических продуктов в четвертичных отложениях. Исследование проводилось в шлифах, а также гранулометрическим, минералогическим (в иммерсионных препаратах) и химическим методами. В 90 колонках выполнены палеомагнитные измерения, позволившие дать возрастную привязку вулканокластики. В результате выяснилось, что глубоководные осадки содержат на обширных площадях: а) прослои тефры; б) слои туффитовых отложений, представляющих смесь вулканокластического и пелагического осадочного материала; в) обломки пемзы; г) примесь рассеянных вулканокластических минералов алевритового размера. Кроме того, на подводных склонах Больших Зондских островов встречены вулканотерригенные

пески и алевриты — продукты размыва молодых вулканитов.

Нанесение на карту всех точек находок в разрезах глубоководных четвертичных осадков заметных количеств вулканокластики, а также станций, где этот материал отсутствует или встречен в ничтожном объеме, выявило вполне определенные закономерности. Удалось оконтурить поля распространения тефры, туффитовых осадков и пемзы. При этом поле пемзы вписывается внутрь объединенного ареала тефры и туффитовых осадков, а контуры обоих полей хорошо согласуются, что свидетельствует о единстве источника и путей разноса названных разновидностей вулканокластики. Поля распространения вулканокластического материала примыкают к поясу действующих (извергавшихся после 1600 г.) вулканов Зондской дуги [1].

В распределении мощностей верхнего слоя тефры по площади отсутствуют сколько-нибудь отчетливые закономерности. Наиболее мощные прослои (более 10 см) вскрыты колонками у подножья Восточно-Индоканского хребта (на меридиане 90°) на

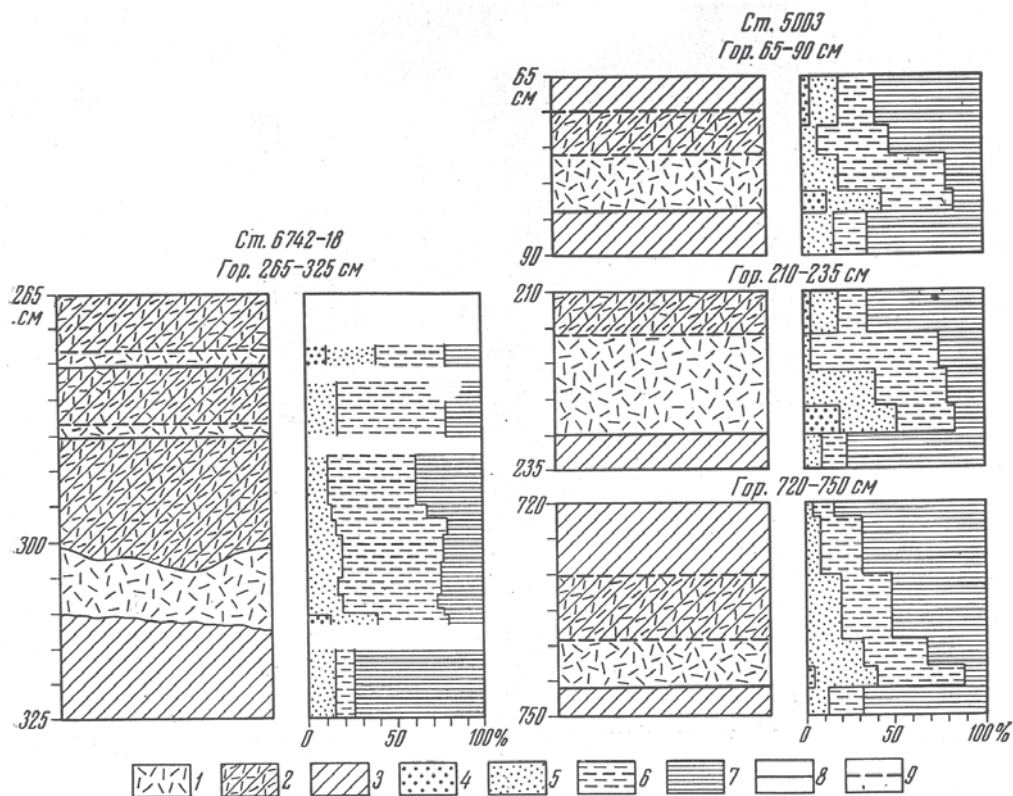


Рис. 1. Гранулометрический состав тефровых и туффитовых прослоев в глубоководных осадках (примеры).

Типы осадков: 1 — витрокластическая тефра; 2 — туффитовые осадки кремнистые, кремнисто-глинистые, содержащие 10–70 % вулканокластического материала; 3 — глубоководные осадки (кремнистые, кремнисто-глинистые, диатомово-радиоляриевые), содержащие <10 % вулканокластического материала; 4–7 гранулометрические фракции, мм: 4 — 0.1–1; 5 — 0.05–0.1; 6 — 0.01–0.05; 7 — <0.01; 8 — резкая граница; 9 — постепенная граница

большом удалении от Зондских островов, в пелагической области океана. Нет определенной связи между распространением вулканокластических компонентов и типами глубоководных осадков. Тефровые и туффитовые прослои, а также пемза встречены во всех основных типах осадков данного региона — в гемипелагических и пелагических глинах, среди диатомово-радиоляриевых и этмодискусковых илов, реже в известковых кокколито-фораминиферовых отложениях.

Тефра в прослоях суммарной мощностью от нескольких миллиметров до 29 см представлена светло-серым рыхлым витрокластическим материалом алевритового размера (преобладают частицы 0.01–0.05 мм). Прослои имеют в одних случаях ясно выраженную градационную текстуру, а в других — они гранулометрически однородны. Градационная текстура (рис. 1) — постепенное уменьшение размера зерен от подошвы слоя к кровле (при сравнительно хорошей сортировке материала на каждом горизонте), которое часто сопровождается появлением заметной биогенно-терригенной примеси к витрокластической тефре.

Так, наиболее грубая подошва слоя (с повышенным количеством песчаной и крупноалевритовой фракций) содержит раковины планктонных фораминифер, а в верхних, тонкозернистых частях отмечается примесь радиолярий, диатомей (этомодискусов) и глинистого вещества. В кровле слоя тефры появляются туффитовые осадки с примерно равным количеством вулканокластики и пелагической составляющей. Намечается постепенное увеличение доли последней вверх по разрезу, до перехода в нормально-осадочные слои с незначительной (менее 10 %) примесью вулканического стекла. Нижний контакт тефры чаще всего резкий.

В изученных колонках, вскрывших либо весь плейстоцен, либо только верхнюю его часть, встречено от одного до шести слоев тефры. По палеомагнитным измерениям, подтвержденным микропалеонтологическими данными, удалось оценить возрастной интервал тефровых прослоев, а, принимая скорость осадконакопления постоянной в пределах каждой палеомагнитной эпохи, можно рассчитать их условный возраст. Он оказался для верхних трех прослоев равным 0.07–0.12; 0.18–0.20; 0.61–0.65 млн лет. Эти возрастные интервалы выдерживаются в большинстве колонек и могут свидетельствовать о периодах усиления вулканической активности.

Тефра накапливается, обычно в понижениях рельефа — в западинах склонов, в седловинах возвышенностей, у подножий склонов и на дне депрессий. Причина такого распределения заключается в том, что основной компонент тефры — легкое кислое вулканическое стекло — смыывается придонными течениями с положительных форм рельефа, над которыми скорость течений всегда несколько возрастает. Разнос вулканического стекла по дну приводит либо к образованию туффитовых осадков, либо к накоплению в осадках рассеянной вулканокластики, характерной для плейстоценовых отложений восточной части Индийского океана. Весьма показательно, что продукты известного гигантского извержения Крака-

тау в 1883 г. не обнаружены в современных осадках в сколько-нибудь заметных количествах. Иногда тефра переотлагается суспензионными потоками, не испытывая значительного разбавления материалом иного генезиса. В случае однородной структуры переотложенную тефру трудно отличить от первичной, что может привести к ошибкам в подсчете числа извержений и объема вулканокластики за какой-то промежуток времени по количеству тефровых прослоев.

Таким образом, выпавшая на дно тефра обычно сохраняет первичное залегание только в понижениях рельефа, т.е. распространена пятнисто, что затрудняет количественную оценку объема вулканокластического материала конкретного извержения. Если же иметь в виду большое количество вулканов, изменчивость направлений выбросов, ветров и течений в момент эксплозий, то возможность такой оценки становится еще менее вероятной.

Туффитовые осадки сложены на 10–70 % вулканокластическими частицами, а остальная доля представлена материалом по составу, как правило, соответствующим вмещающим прослоям глубоководным отложениям. Выделяются туффитовые гемипелагические глины, глинисто-радиоляриевые и кокколито-фораминиферовые илы, а также пелагические глины. Они образуют либо самостоятельные слои в колонках, либо связаны с тефровыми прослоями, сменяя последние вверх по разрезу. По гранулометрическому составу туффитовые осадки чаще всего алевритово-пелитовые или пелитоморфные, реже встречаются алевритовые и псаммитовые разновидности. Градационная текстура обычно слабее выражена, чем в тефровых слоях.

В разрезах изученных колонок туффитовые осадки образуют до шести слоев мощностью от 2 до 71 см. По периферии области распространения вулканокластического материала прослои чистой тефры почти не встречаются, а их стратиграфическое положение в колонках занимают туффитовые осадки. Сходство состава, пространственные и возрастные связи не оставляют сомнений в едином источнике вулканокластического материала тефровых и туффитовых слоев, расположенном в пределах Зондской островной дуги.

Пемза обнаружена в разных типах глубоководных осадков в виде белых и светло-серых окатанных обломков размером от долей миллиметра до 20 см. Встречаются как микропористые, так и крупнопористые разновидности, нередко наблюдается «псевдоволокнистость» стекла. В строении пемзы легко угадывается структура обломков стекла песчано-алевритового размера, слагающих тефру и туффиты. Наиболее обильные скопления пемзы выявлены вблизи станций с максимальными мощностями слоев тефры.

Рассеянный вулканический материал в описываемом районе распространен гораздо шире, чем слои с высокой его концентрацией, но характер распределения по площади имеет общие черты. Наиболее надежным индикатором вулканокластической примеси может служить бесцветное стекло в крупноалевритовой фракции, ареал которого между экватором и 20° ю.ш., примыкающий к Зондской дуге, подобен площади распространения тефры и туффитов (рис. 2).

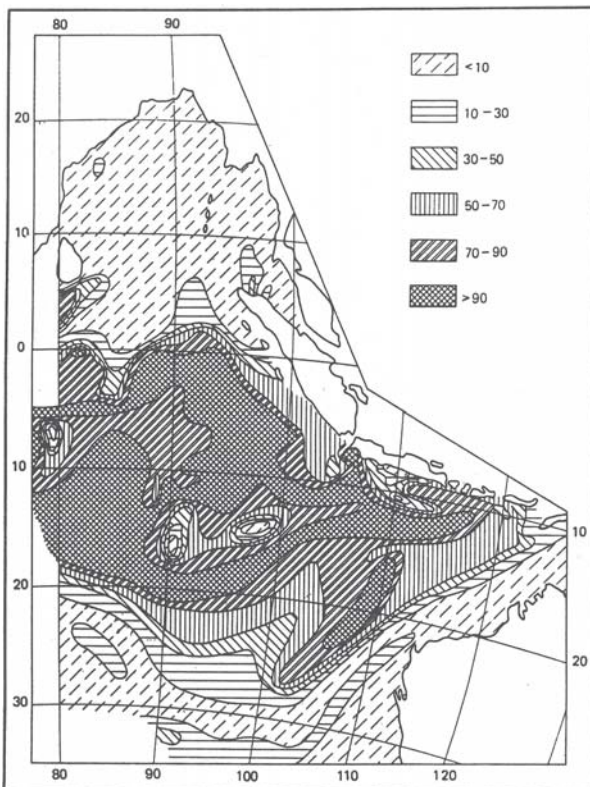


Рис. 2. Распространение (в %) в Индийском океане кислого вулканического стекла

Таким образом, в восточной части Индийского океана вулканокластический материал составляет небольшую по объему, но важную с фашиально-генетической точки зрения составляющую глубоководных осадков. Сосредотачиваясь в обширной области, примыкающей к Зондским островам, он характеризует определенную седиментационную макропровинцию. В пределах этой провинции вулканокластическое вещество сходно по составу независимо от того, встречается ли оно в виде тефровых («пепловых») прослоев, смешанных с пелагическими компонентами туффитовых слоев, или рассеяно в массе осадков. Всюду доминирует бесцветное риолитовое стекло в ассоциации с пироксенами, роговой обманкой, биотитом, апатитом, роговой обманкой, цирконом. Это свидетельствует о едином источнике вулканокластиков, расположенном в пределах Зондской островной дуги. Не исключено, что плавающая пемза (наряду с ветрами и течениями) является важным фактором переноса в открытый океан продуктов гигантских плейстоценовых эксплозивных извержений.

Литература

1. Ван Беммелен Р. В. Геология Индонезии. М.: ИЛ, 1957. 394 с.

МИНЕРАЛЬНЫЙ И ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ПРОДУКТОВ ОСТРОВНЫХ ЭКСПЛОЗИЙ В ОСАДКАХ СЕВЕРО-ВОСТОКА ИНДИЙСКОГО ОКЕАНА

В. Н. Свальнов, Т. Н. Алексеева
Институт океанологии РАН, Москва
tania@blackout.ru

В результате исследований многих морских экспедиций выявлено широкое распространение в глубоководных терригенных осадках северо-восточной части Индийского океана вулканокластического материала, основным источником которого неоспоримо является эксплозивный вулканизм Зондской островной дуги. В этой связи представляет интерес оценка влияния островного вулканизма на глубоководное осадкообразование в данном регионе, а также вариации минерального и химического состава отложений, так или иначе связанных с эксплозиями в пределах Больших Зондских островов.

Материалом исследования послужили 227 колонок глубоководных осадков, собранных в шести рейсах НИС «Витязь» в Индийском океане восточнее 80° в.д. Возраст отложений определен палеомагнитным и биостратиграфическими методами, а в ряде случаев вычислен по средней скорости седиментации, полученной авторами ранее для разных типов глубоководных осадков.

В северо-восточной части Индийского океана прослеживается как непосредственное, так и опосредованное влияние островного вулканизма на седиментогенез. Непосредственный вклад вулканов Зондских островов в осадконакопление проявляется в виде прослоев тефры и туффитовых осадков, обломков пемзы, примеси рассеянных вулканокластических минералов алевритового размера (рис. 1).

Именно минеральный и химический состав названных образований являются основным предметом настоящего обсуждения. Кроме того, на подводных склонах Зондских островов распространены продукты размыва молодых вулканитов — вулканотерригенные пески и алевриты. В прилегающую к островам часть океана поступает, вероятно, вулканогенный материал в виде растворов, но оценить влияние их на осадконакопление в настоящее время не представляется возможным.

Тефра (более 90 % вулканокластики) слагает в изученных колонках 1–6 светло-серых прослоев суммар-

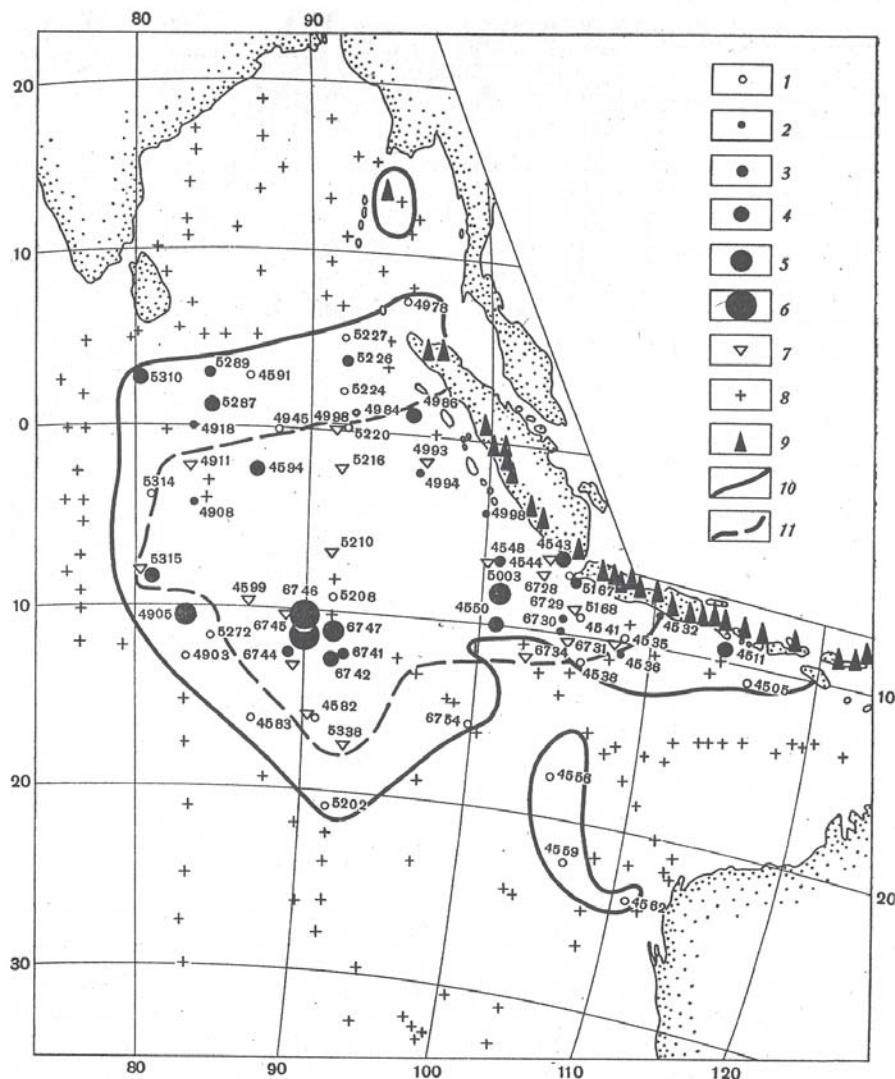


Рис. 1. Распространение вулканокластического материала в четвертичных отложениях восточной части Индийского океана.

1 – туффитовые осадки; 2–6 – мощность верхнего слоя тефры, см; 2 – <1; 3 – 1–3; 4 – 3–5; 5 – 5–10; 6 – >10; 7 – места сбора пемзы; 8 – прослои вулканокластического материала не обнаружены; 9 – вулканы, извергавшиеся после 1600 г. [1]; 10, 11 – границы распространения: 10 – туффитовых осадков и тефры; 11 – пемзы. Цифрами показаны номера станций, где обнаружена вулканокластика

ной мощностью до 29 см и составляет 0.3–12.0 % длины колонок. При этом в одновозрастных осадках количество тефры с удалением от Зондских островов не уменьшается, как можно было ожидать. Возраст осадков в основании большинства изученных колонок отвечает позднему плейстоцену, а изредка превышает 3 млн лет.

Прослои тефры группируются в основном в три временных интервала (0.07–0.12; 0.18–0.20; 0.61–0.65 млн лет), которые можно интерпретировать как этапы усиления поставки вулканокластического материала. Периоды активизации вулканизма Зондских островов характеризуются множеством извержений [1], однако одновозрастные прослои встречаются крайне редко и на ограниченных площадях. Отсутствие корреляции между слоями в колонках, разобренных большими расстояниями, не удивительно, если учесть редкую сеть станций, малую точность оценки возраста прослоев и вероятность наложения ареалов разноразных продуктов многочисленных извержений разных вулканов в течение длительных интервалов времени. К тому же следует учесть возможность локального

переотложения слоев тефры придонными течениями и мутьевыми потоками.

Минеральный состав тефры отличается постоянством в пределах всего ареала распространения и не зависит от стратиграфического положения или мощности прослоев. В тяжелой подфракции 0.05–0.1 мм всех образцов приблизительно 50 % составляют черные рудные минералы (титаномагнетит). После пересчета данных иммерсионного анализа с исключением непрозрачных зерен преобладают моноклинные и ромбические пироксены, роговая обманка, апатит, биотит, циркон. Содержание остальных прозрачных минералов тяжелой подфракции суммарно не превышает 26 %. Как биотит, так и циркон имеют в данном случае вулканическое происхождение: они встречаются внутри зерен бесцветного стекла, нередко несут стеклянные «рубашки».

Количественно резко преобладающая легкая подфракция сложена почти нацело (на 93–97 %) бесцветным кислым вулканическим стеклом с показателем преломления 1.501. Вблизи Зондских островов, реже в удалении от них, встречено светло-зеленовато-бу-

Таблица 1

Химический состав слоев тефры и обломков пемзы (%)

№ п.п.	№ станции	Горизонт, см	Характер пробы	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	Сумма
1	5310-3	362-368	Легкая подфракция тефры	75.61	0.09	12.91	0.97	0.46	0.06	0.42	1.17	3.15	5.16	0.01	100.01
2	6745-2	66-74		75.14	0.09	12.71	0.79	0.63	0.07	0.50	0.93	3.60	5.56	0.01	100.03
3	6742-18	310-312		74.90	0.10	12.84	1.50	0.30	0.06	0.51	0.94	3.12	5.71	0.03	100.01
4	5003	226-230		74.12	0.08	12.82	1.10	0.65	0.07	0.43	1.17	3.63	5.91	0.03	100.01
5	5003	81-84		74.11	0.21	13.17	1.26	0.65	0.08	0.80	1.17	3.83	4.76	0.06	100.10
6	4994	213-215		74.70	0.20	13.48	0.59	1.09	0.02	0.60	1.66	3.68	3.89	0.08	99.99
7	6744	Обр. 1П	Легкая подфракция пемзы	76.24	0.12	12.68	0.73	0.82	0.05	0.50	1.04	2.98	4.83	0.02	100.01
8	6744	Обр. 16П		69.19	0.55	15.42	1.30	1.63	0.10	1.08	2.86	5.31	2.45	0.12	100.01
9	6742-18	297-299	Фракция 0.05-0.01 мм тефры	75.06	0.07	14.37	0.54	1.01	0.07	0.42	0.86	2.87	4.69	0.04	100.00
10	6742-18	310-311		73.85	0.21	14.67	0.30	1.07	0.07	0.34	1.23	3.16	5.04	0.05	99.99
11	6746-2	143-147		74.06	0.09	13.19	0.39	0.88	0.17	0.34	3.35	2.75	4.72	0.07	100.01
12	6741-2	91-100		74.43	0.43	14.52	0.26	1.17	0.08	0.32	0.97	3.35	4.45	0.04	100.02

рое пузырчатое стекло (показатель преломления 1.513–1.522). В незначительных количествах присутствуют полевые шпаты, иногда кристаллы филлипсита.

Химический состав тефры (табл. 1, 2) во всех проанализированных образцах весьма сходен, соответствует риолиту и близок по составу одной из двух разновидностей пемзы (обр. 1П).

Минеральный состав абиогенной части крупноалевритовой фракции **туффитовых осадков** подобен описанному для тефры: в тяжелой подфракции из прозрачных минералов господствуют роговая обманка, пироксены, апатит, циркон, биотит; в легкой подфракции резко преобладает кислое вулканическое стекло. В виде незначительной примеси присутствуют терригенные минералы (эпидот, мусковит).

Пемза встречается во всех типах глубоко-водных осадков в виде белых, желтовато-серых и светло-серых окатанных обломков размером до 20 см. Минералогический анализ протолок пемзы обнаружил тот же набор вулканогенных минералов, который характеризует тефру и туффитовые осадки. Около 40–60 % тяжелой подфракции составляет титаномагнетит. Заслуживает внимания высокое содержание циркона (до 68 %) среди прозрачных минералов тяжелой подфракции некоторых разновидностей пемзы, а также присутствие биотита, роговой обманки, апатита. Химический состав пемзы (особенно желтовато-серого образца 1П) близок составу тефры. Образец же серой тефры (16П) оказался несколько более основным и отличается повышенным содержанием ряда микроэлементов (Sr, Zn, Sc, Y, Ce).

Таким образом, сходство минерального и химического состава тефры, туффитовых осадков и пемзы свидетельствует о едином источнике вулканокластиков в Индийском океане, расположенном в пределах Зондской островной дуги.

Таблица 2

Микроэлементы в легкой подфракции тефры и пемзы (10⁻⁴%)

Элемент	Тефра						Пемза	
	1	2	3	4	5	6	7	8
Sr	30	30	30	30	30	50	30	100
Ba	200	100	100	100	100	200	200	200
Cr	3	—	—	3	5	5	—	—
V	5	4	3	5	10	10	3	30
Ni	1	1	2	1	2	2	1	1
Co	1	1	3	1	1	1	0.5	1.5
Cu	10	10	10	10	10	20	10	10
Ag	0.05	0.08	—	0.05	0.05	0.05	0.05	0.07
Zn	10	10	10	10	10	10	10	30
Pb	30	35	30	30	20	20	20	20
Sn	2	2	1	1	1	1	3	1
Mo	2	3	2	3	3	3	2	2.5
W	3	—	3	1	3	3	3	3
Sc	1	1	1	1	2	2	1	5
Y	10	10	10	10	10	10	10	20
Yb	3	2	3	3	2	2	2	5
La	30	—	30	30	30	30	30	30
Ce	40	50	40	40	50	50	40	100
Nb	10	10	10	10	3	3	5	5
B	20	20	20	20	40	30	35	15

Примечание. Номера образцов (1–8) соответствуют приведенным в табл. 1

Литература

1. Ван Беммелен Р.В. Геология Индонезии. М.: ИЛ, 1957. 394 с.

ЭТАПЫ ПРОЯВЛЕНИЯ ВУЛКАНИЧЕСКОЙ АКТИВНОСТИ В ОСАДОЧНЫХ БАСЕЙНАХ ОХОТСКОГО МОРЯ

А. Г. Родников

Геофизический центр РАН, Москва

rodnikov@wccb.ru

Вдоль геотраверса региона Охотского моря было проведено изучение глубинного строения земной коры и верхней мантии [1] с целью выяснения роли процессов, протекающих в астеносфере, в формировании осадочных бассейнов Татарского пролива и Курильской котловины (рис. 1). Осадочные бассейны отличаются аномальным глубинным строением. Для них характерны: рифтовые структуры или спрединговые центры в их основании; активный магматизм в начальной стадии образования; гидротермальные процессы, связанные с формированием сульфидов; высокая плотность теплового потока, обусловленная подъемом астеносферы к земной коре; локализация астеносферных диапиров под осадочными бассейнами. Дегазация верхней мантии, по-видимому, связана с подъемом астеносферного диапира к подошве земной коры, что приводит к расколу литосферы и излияниям магматических расплавов. В пределах глубоководных впадин выделены несколько этапов вулканической деятельности, продукты которой прослеживаются в виде отдельных горизонтов в осадочных отложениях котловин.

Татарский пролив представляет собой крупную рифтовую структуру шириной около 50 км и глубиной 4 км [3]. Она сложена мощной толщей (до 8–10 км) мезозойско-кайнозойских осадочных образований. Осадки, выполняющие прогиб, расчленяются на четыре структурных комплекса, отделенных друг от друга региональными стратиграфическими

несогласиями и различающихся по структурно-вещественной и физической характеристикам: верхнемеловой, палеогеновый, олигоцен-нижнемиоценовый и средний миоцен-четвертичный. Фундаментом прогиба является гранитно-метаморфический слой с сейсмическими граничными скоростями, составляющими 5.8–6.2 км/с. Современная тектоническая активность подчеркивается высоким тепловым потоком, магматической деятельностью и сейсмическими проявлениями. В связи с этим толщина коры понижена по сравнению с окаймляющими его регионами вплоть до 25 км, а скорости по поверхности Мохо составляют 7.4–7.6 км/с. Перемещения по разломам колеблются в пределах десятков и сотен метров, достигая 5–4 км. К зоне разлома приурочены вулканические центры нижнего и верхнего миоцена и плиоцена. Для разломов характерны повышенная сейсмическая активность и флюидопонищаемость. Расчеты глубинных температур показали, что осадочному прогибу соответствует поднятие горячего астеносферного диапира, обусловившего расколы земной коры, образование рифтовых структур в основании прогиба, проявление магматической активности и прогрев осадочной толщи. Астеносферный диапир мог быть дополнительным источником углеводородов и флюидных потоков, обеспечивающих активную гидротермальную деятельность и способствующих формированию месторождений нефти и газа. В осадочном бассейне Та-

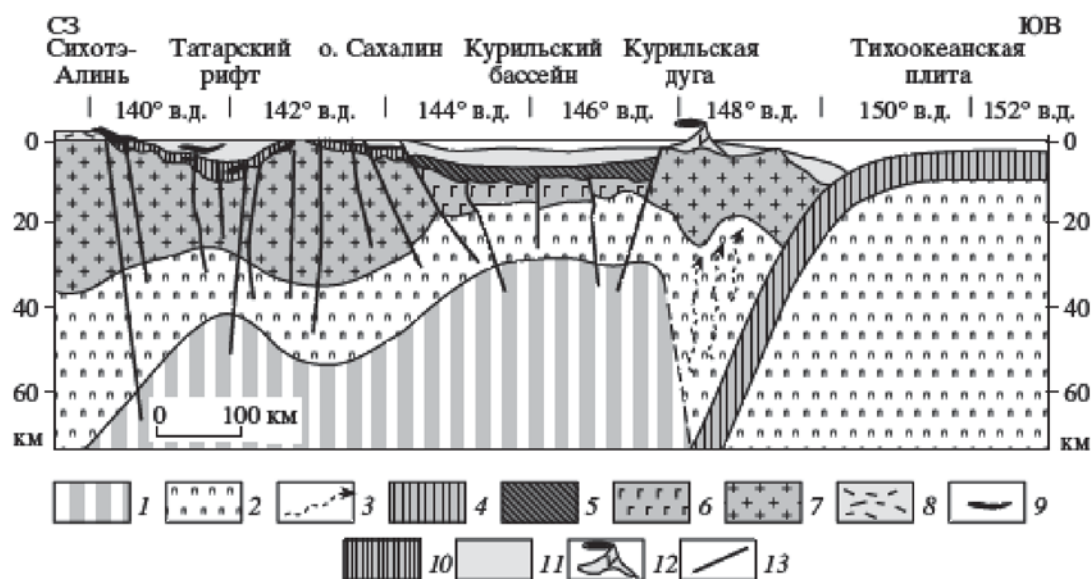


Рис. 1. Геотраверс региона Охотского моря [2].

1 – астеносфера; 2 – наастеносферная мантия; 3 – флюидные потоки; 4 – океаническая кора; 5 – вулканогенные комплексы (N_1); 6 – «базальтовый» слой (N_1); 7 – континентальная кора; 8 – вулканогенный пояс Сихотэ-Алиния; 9 – магматические комплексы зон растяжения (Pg_3-Q); 10 – вулканогенно-терригенные комплексы континентальных рифтов ($Pg-N_2$); 11 – терригенные пострифтовые комплексы (N_2-Q); 12 – вулканы Курильской дуги; 13 – разломы

тарского пролива выделены три этапа магматической активности, свидетельствующие о различных глубинах областей магмогенерации: эоцен-олигоценные (55–24 млн. лет) базальтоиды начального рифтогенеза; ниже-среднемиоценовые (23–15 млн. лет.) стадии максимального растяжения представлены толеитами, к этому времени приурочено формирование месторождений углеводородов. Завершается магматическая активность излияниями среднемиоценовых—плиоценовых базальтоидов.

Курильский бассейн Охотского моря относится к задуговым впадинам [3]. Мощные (более 4000 м) толщи осадков залегают на “акустическом фундаменте”, вероятно, представляющем вулканогенно-осадочный слой, ниже которого прослеживается третий слой океанической коры с $V_T = 6.4–6.8$ км/с мощностью до 5 км в центре впадины. Осадочный чехол подразделяется на два комплекса отложений. Верхний, возможно, плиоцен—четвертичного возраста мощностью до 800–1000 м характеризуется тонкой расслоенностью. Отложения нижнего комплекса в центральной части котловины имеют мощность свыше 3000 м и представляют собой акустически прозрачный осадочный слой.

Проведено изучение вещественного состава вулканогенных пород, полученных при драгировании в экспедициях НИС «Пегас», «Первенец», «Академик Лаврентьев» [4]. В Курильской котловине они слагают многочисленные вулканы плиоцен—плейстоценового возраста, в основном расположенные по обрамлению котловины, извержения которых образуют пепловые прослои в осадках впадины. Вулканические породы представлены андезито-базальтами, андезитами, реже базальтами и андезито-дацитами. Приуроченные к грабенам Южно-Курильской

впадины базальтоиды включают ранне-среднемиоценовые (14–11 млн лет) разности со свойствами известково-щелочной серии, средне—позднемиоценовые (9–7 млн лет) деплетированные базальты и андезиты, близкие к толеитовой серии и базальтоиды известково-щелочной серии (1.07 и 0.84 млн лет). Возрастные группы базальтоидов Южно-Курильской впадины связаны с последовательными стадиями растяжения континентальной коры, обусловленного внедрением астеносферного диапира. Над астеносферными диапирами в осадочном чехле в Татарском проливе зафиксированы залежи углеводородов, а в Курильской котловине на вершинах подводных вулканов установлена сульфидная минерализация. Мантийные флюиды астеносферных диапиров, по-видимому, определяют геодинамическое развитие осадочных бассейнов и формирование в них углеводородных залежей.

Литература

1. Родников А.Г., Забаринская Л.П., Пийп В.Б., Рашидов В.А., Сергеева Н.А., Филатова Н.И. Геотраверс региона Охотского моря // Вестник КРАУ НЦ. Сер. «Науки о Земле». 2005. №5. С. 45–58.
2. Филатова Н.И., Родников А.Г. Охотоморский геотраверс: тектономагматическая эволюция кайнозойских структур растяжения в контексте их глубинного строения // Докл. РАН. 2006. Т. 411, № 3. С. 360–365.
3. Родников А.Г. Расколы литосферы и формирование осадочных бассейнов на границах континент—океан // Геодинамика. 2011. №1. С. 266–268.
4. Емельянова Т.А., Леликов Е.П., Съедин В.Т., Нарыжный В.И. Геология и особенности вулканизма дна Охотского моря // Тихоокеанская геология. 2003. Т. 22. № 4. С. 3–18.

ЛИТОГЕНЕЗ ЭОЦЕНОВЫХ ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ШАХДАГСКОГО ПРОГИБА МАЛОГО КАВКАЗА

Т. Г. Ахмедова

Институт геологии НАН Азербайджана, Баку

turgay48@rambler.ru

В эоценовое время территория Азербайджанской части Малого Кавказа представляла собой самостоятельный седиментационный палеобассейн, синхронно питающийся за счет лавового, пеплового, гидротермального, и других выбросов вулканов и терригенного (аллотигенного) материала, привнесенного извне из областей денудации.

Эоценовый вулканизм в Центральной части Малого Кавказа наиболее интенсивно проявлен в палеогеновых прогибах, наложенных на структуры, сформированные, по существу, в схожей палеогеографической и палеогеодинамической обстановках.

В начале эоцена палеогеновые структуры представляли собой глубокие трогии с аллотигенной и карбонатной седиментацией. Минералого-петрографическое изучение терригенного материала показало, что привнос его происходил со стороны Асрикчайской глыбы, представляющая собой в то время сушу. В средне- и верхнеэоценовом веках в ряде мест накапливались специфические морские осадки, которые образовали тонкослоистые пачки различной мощности (от 3–5 до 5–100 м), отмеченные на различных стратиграфических уровнях.

Всю территорию, занимающую Шахдагский, Кельбаджарский и Гекча-Ширакский прогибы Малого Кавказа, в эоцене охватила мощная вулканическая деятельность.

У этих трех палеогеновых прогибов было много общего в характере магматизма, возрасте магматических пород, серийной и формационной принадлежности вулканитов и др. В палеогене эти структуры представляли собой единый палеобассейн, который в раннем эоцене развивался как флишевой трог.

Уже в среднем эоцене они стали ареной многофазового интенсивного вулканизма с последующим превращением территории в островную дугу с продольной зональностью пород по схеме известково-щелочной—субщелочной—щелочной. В позднем эоцене в тылу Центрального палеогенового пояса раскрылись продольные разрывы в виде рифтоподобных структур, со щелочным магматизмом — с образованием пантеллеритов и комендитов.

В палеогеновых прогибах эволюция эоценового вулканизма во времени происходила на фоне смены одной палеотектонической обстановки (островодужной), на другую (рифтогенную). Эти особенности эволюции эоценового вулканизма сближают Шахдагскую структуру с Камчатским типом.

Эоценовые отложения по составу, литологическим особенностям и характеру осадконакопления подразделяются на два комплекса: терригенно-карбонатный (нижний эоцен) и вулканогенно-осадочный (средний и верхний эоцен). Последний объединяет в своем составе пирокластическую, туфоконгло-

мерато-брекчиевую, вулканогенно-осадочную и вулканогенную толщи.

К началу **раннего эоцена** в палеогеновых структурах, которые представляли собой глубокие трогии Центрального палеогенового пояса, сформировался терригенно-карбонатный комплекс, прерывистой полосой подковообразно окаймляющий (в современном рельефе) Шахдагский седиментационный бассейн и раскрывающийся к северо-западу по простиранию бассейна.

Палеовулканическими исследованиями установлено большое разнообразие фациального состава **среднеэоценовой** вулканогенно-осадочной толщи. Снизу вверх по разрезу выделяются три комплекса: нижний терригенно-карбонатный; средний конгломерато-брекчиевый и верхний лаво-пирокластический, которые образуют единую эффузивно-пирокластическую формацию.

Терригенно-карбонатный комплекс сложен ритмично-переслаивающимися прослоями туфоконгломератов, туфогравелитов и редкими прослоями и линзами известковых песчаников. Обломочный материал в основном вулканомиктовый.

Конгломератобрекчиевый комплекс сложен мощными горизонтами туфоконгломератов с прослоями и линзами пепловых туфов.

Лаво-пирокластический комплекс, имеющий стратифицированное покровное строение, состоит из чередующихся лавовых потоков трахибазальтов, трахиандезитов, трахиандезитов, трахидацитов и трахириолитов, разделенных прослоями кристаллических туфов, горизонтами конгломератобрекчий и пачками вулканогенно-осадочных пород.

Вулканогенно-осадочная толща отличается пестротой литологического состава, изменчивой фациальной обстановкой и постоянством мощностей толщ.

Широко развиты вулканогенно-осадочные породы, представленные туфоалевролитами, туфогравелитами, туфопесчаниками, туффитами, туфобрекчиями, туфоконгломерато-брекчиями. Формирование пород обусловлено деятельностью следующих типов вулканов: пирокластические, лавовые и сложные конусы, вулканические купола и смешанные вулканы (стратовулканы).

Вулканогенно-осадочная толща, прослеживаясь на короткое (50–100 м) расстояние, представлена ритмично-чередующимися тонкими прослоями и линзами туфогравелитов, туфоалевролитов, туфогиллитов, туфопесчаников и нормально-осадочных пород различных мощностей (от 0.3–0.5 до 5–10 м и более), залегает между мощными горизонтами пирокластических пород и лавовых покровов. выклиниваясь, они придают толще линзовидную конфигурацию.

Эти особенности толщи вулканогенно-осадочных пород определенно свидетельствуют о том, что в современном Центральном палеогеновом поясе Малого Кавказа в эоценовое время наряду с относительно большими глубоководными седиментационными бассейнами, такими как Шахдагский, Кельбаджарский, Гекча-Ширакский, существовали изолированные друг от друга мелкие и неглубокие локальные водоемы (зоны седиментации), попеременно питающиеся то за счет терригенного (аллотигенного) осадочного и вулканогенного материала, привнесенного извне, то за счет пирокластики – пеплового материала, выбрасываемого вулканами. Линзо-

видная форма этих бассейнов и их четкообразное расположение вдоль параллельных линий, опрокинутое залегание отдельных слоев пород указывает на формирование бассейнов вдоль разломов северо-западного простирания, где осадки формировались, по-видимому, в озерных обстановках.

Таким образом, особенности процессов литогенеза свидетельствуют о том, что формирование эоценового вулканогенно-осадочного комплекса в Центральной части Малого Кавказа происходило в сложной геодинамической обстановке – островодужной и рифтогенной.

НОВЫЕ ДАННЫЕ ОБ ЭОЦЕН-ОЛИГОЦЕНОВЫХ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ПОРОДАХ И ГИДРОТЕРМАЛЬНОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ КАЙНОЗОЙСКИХ УГЛЕНОСНЫХ ВПАДИН ЗАПАДНОГО ПРИМОРЬЯ

В. В. Середин¹, И. Ю. Чекрыжов²

¹ Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, Москва

² Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, Владивосток

seredin@igem.ru; chekr2004@mail.ru

Эоцен-олигоценовые отложения кайнозойских впадин Западного Приморья характеризуются промышленной угленосностью и аномально высокой рудоносностью. Они вмещают серию германий-угольных месторождений мирового класса (Павловское (Спецугли), Бикинское, Шкотовское), которые, по мнению большинства исследователей, имеют гидротермальную природу, а также многочисленные рудопроявления РЗЭ, U, Li, Au (PGE) и ряда других металлов аналогичного происхождения [5].

Несмотря на постулируемую во многих работах связь аномальной рудоносности кайнозойских угленосных впадин с субсинхронным вулканизмом, данные о нем для многих структур и, в частности, для наиболее металлоносного Павловского угольного месторождения, ранее отсутствовали. Подавляющее большинство вулканических пород, развитых в Западном Приморье, имеет либо докайнозойский, либо миоцен-плиоценовый возраст (кислые туфы и платобазальты). Ниже приводятся данные об эоцен-олигоценовых вулканитах и связанных с ними гидротермальных образованиях, обнаруженных на территории Павловского и Реттиховского угольных месторождений, которые действительно одновозрастны металлоносным угленосным отложениям.

Павловское месторождение. Неизменные вулканические породы раннеэоценового возраста представлены небольшими экструзиями дацитов и трахиандезитов. Они выявлены на флангах Амбинской впадины (46.2 ± 0.5 млн лет) [4] и Поисковой депрессии Павловского угольного месторождения (46.7 ± 1.1 млн лет по [6] и 45.52 ± 1.1 млн лет по [8]). Последние ранее включались в состав мио-плиоце-

нового шуфанского базальтового комплекса. По геохимическим признакам (повышенные концентрации LREE и Sr при низких концентрациях HREE и Y) эти породы отнесены к адакитовой серии [8]. О справедливости такой диагностики свидетельствуют и характерные для этих пород низкие содержания бора (таблица). Внедрение подобных магм знаменует начальную фазу кайнозойского рифтогенеза, дальнейшее развитие которого привело к заложению многочисленных угленосных впадин Западного Приморья.

На локальных участках в практически неизмененных породах адакитовой экструзии на Павловском месторождении присутствуют вертикальные смектитовые прожилки мощностью до 5–10 см. По сравнению с экструзивными породами эти гидротермальные образования обогащены многими элементами-примесями, но особенно сильно ($KK \geq 10$) Ag, Sb и U, а среди макрокомпонентов – Fe, Mn, Mg и S. РЗЭ-спектры этих смектитов аналогичны спектрам Nd-лантанидов руд в аргиллизированных базальтах и углеродистых сланцах на близлежащем Абрамовском рудопроявлении РЗЭ [7] (рис. 1). Подобное сходство РЗЭ-спектров может указывать на пострanneэоценовый возраст руд Абрамовского рудопроявления и его связь с адакитовым магматизмом.

Стратифицированные вулканогенные нацело неизмененные породы обнаружены на разрезах Павловский-2 и Восточный. На первом они представлены горизонтом сидеритизированных глин каолинит-смектит-гидрослюдистого состава мощностью около 1.5 м, залегающим в нескольких метрах выше пласта II, по которому проходит граница между эоценом и олигоценом [2]. Вулканогенная базитовая природа данно-

Химический состав эоцен-олигоценых вулканитов Павловского и Реттиховского месторождений

Впадина	Поисковая	Павловская	Восточная	Реттиховская
Позиция	борт	между пластами II и III	базальный слой	кровля пласта III
Порода	адакит	аргиллизированный базальт	аргиллизированный базальт	аргиллизированный андезит-дацит (?)
Возраст	Pg ₂ ¹ (46.7± 1.1)	Pg ₃ ¹	Pg ₂ ³	Pg ₂ ¹
n	2	1	3	2
Элементы-примеси, г/т				
Be	0.9	6.5	2.0	9.0
B	5.0	но	но	76.6
Sc	6.8	51.0	47.5	23.7
V	49.8	485.0	362.3	135.2
Cr	26.0	46.0	58.5	56.8
Co	6.7	5.6	11.5	6.8
Ni	18.7	4.4	118.3	40.5
Cu	20.0	49.0	65.7	45.1
Zn	72.0	114.0	253.3	130.6
Ga	27.4	60.0	42.3	36.1
Rb	48.0	132.0	23.7	176.8
Sr	649.0	103.0	25.7	144.6
Y	9.2	64.0	41.0	28.8
Zr	239.0	147.0	355.3	173.9
Nb	6.2	5.2	29.3	10.8
Mo	1.0	1.6	1.0	24.8
Cs	1.5	28.0	2.8	28.8
Ba	1042.0	140.0	150.7	1351.0
Hf	2.4	5.6	8.2	5.4
Ta	1.4	1.0	2.0	1.4
Pb	15.8	43.0	273.3	31.6
Th	5.5	1.8	2.8	53.5
U	0.9	2.4	8.0	17.4
Породообразующие компоненты, % мас.				
SiO ₂	63.69	40.06	46.50	51.60
TiO ₂	0.79	2.10	2.94	0.69
Al ₂ O ₃	15.58	29.12	26.21	27.99
Fe ₂ O ₃	5.23	10.24	7.84	5.45
MnO	0.14	0.03	0.05	0.01
MgO	1.93	0.55	0.14	0.48
CaO	4.07	0.68	0.05	0.06
NaO	3.28	0.04	0.05	0.08
K ₂ O	2.67	1.88	0.30	2.14
P ₂ O ₅	0.26	0.03	0.03	0.16
ппп	2.5	16.95	14.10	11.00
Сумма	100.13	101.68	98.21	99.65

го горизонта диагностируется по реликтам порфирировой структуры и высоким концентрациям Ti, Sc, V, Cr, абсолютно не типичным для нормальных осадочных глин этого месторождения, представляющих собой переотложенные продукты размыва коры выветривания гранитов. На разрезе Восточный похожие высокотитанистые породы обнаружены в базальном горизонте позднеэоценовых угленосных отложений. Они сложены каолинит-сметитовыми глинами видимой мощностью несколько метров, местами сильно гематитизированными и пронизанными прожилками золотоносного (Au 0.1–0.8 г/т) кварца. Судя по

сильному различию в содержании Zr и Nb (147 и 5 – разрез Павловский-2, 355 и 29 – разрез Восточный), позднеэоценовые основные магмы на территории Павловского месторождения изначально могли иметь более щелочной состав, чем раннеолигоценые.

Реттиховское месторождение. Хорошо известно, что основной угольный пласт в Восточной мульде этого месторождения перекрыт каолинизированными туфогенными породами (туффитами и туфодиамидами), мощностью до 26 м [3]. Однако проведенные нами исследования в заключительный период работы угольного разреза показали, что в подошве этой

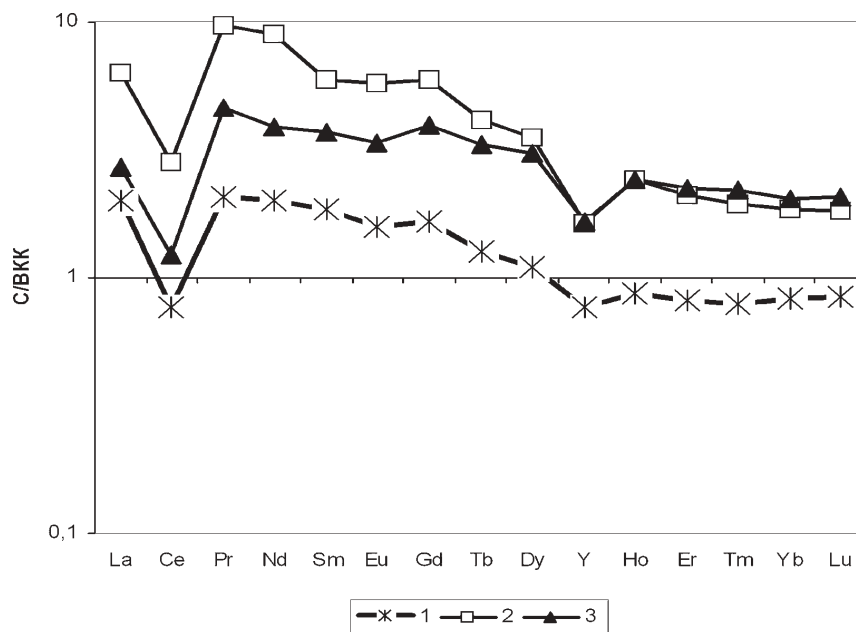


Рис. 1. РЗЭ-спектры смектитов (1) и РЗЭ-содержащих аргиллизитов (2, 3) Абрамовского рудопроявления. Нормировано на верхнюю континентальную кору [12]

толщи присутствуют полностью аргиллизированные лавы предположительно андезит-дацитового состава. Доказательствами этого являются: 1) брекчиевая и флюидальная структура нижней части этого горизонта; 2) наличие в породах фьяммеобразных выделений, полностью замещенных глинистыми минералами; 3) присутствие в подошве горизонта прожилков вспененного силикатного материала (рис. 2А), позволяющие рассматривать эти породы как блоковые пипериты, образующиеся на контакте лавы с водонасыщенными осадками [11]; 4) термальные преобразования углей, залегающих непосредственно под этими породами.

Зона природного коксования мощностью 0,1–0,5 м под лавовым покровом имеет рыхлую (под микроскопом микропористую) структуру и аномально обогащена элементами-примесями. Максимальные коэффициенты концентрации (КК ≥ 10) относительно бурых углей мира [9] характерны для Sb, Ag, Au,

Cd, Mo, Be, Cs, Ba, и редкоземельных элементов. Носителями РЗЭ являются тонкодисперсные фторкарбонаты, выполняющие поры в термальных углях и фюзеновых включениях [10]. Эта эпигенетическая минерализация сформировалась, по-видимому, из низкотемпературных поствулканических растворов, циркулирующих под лавовым экраном в проницаемых трещиноватых и пористых закоксованных углях.

Аргиллизированная лаво-туффовая толща прорвана телами трубо- и грибообразных массивных гематит-мартитовых руд (рис. 2Б) и взрывчатых брекчий мощностью первые метры. Брекчии содержат округлые обломки пористых вулканических стекол и железных руд и, очевидно, формировались при прорыве к поверхности высокотемпературных газовых струй несколько позже образования железоксидных руд. В последних были найдены микровключения самородной платины, а в более поздних взрывчатых брекчиях — самородного золота.

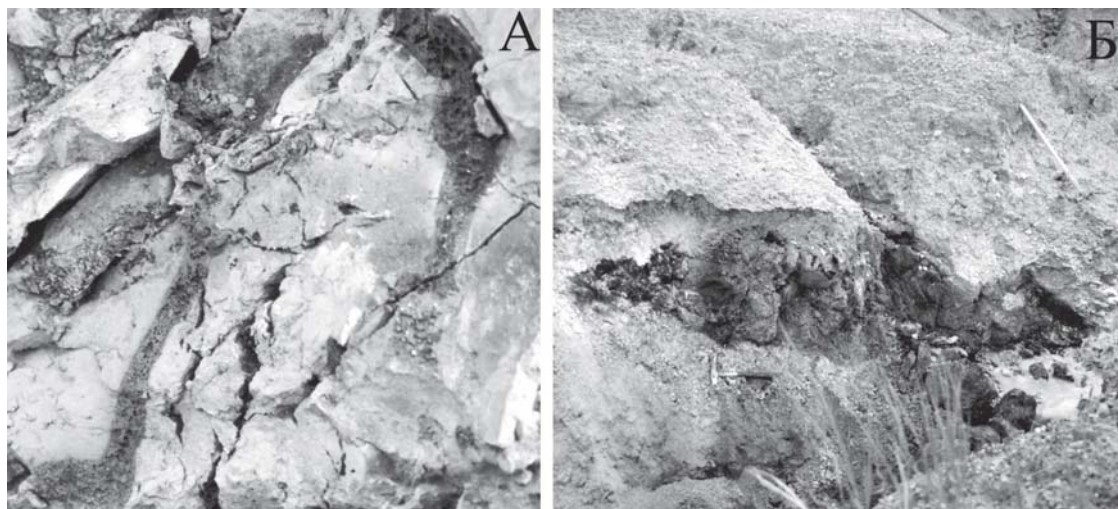


Рис. 2. Лаво-туффовая толща Реттиховского месторождения. А — прожилки (2–3 см мощностью) вспененного стекла (серое) в подошве аргиллизированных лав; Б — грибообразное тело мартитовых руд в аргиллизированных вулканических породах

Следовательно, вулканические и гидротермальные процессы в Реттиховской впадине начались сразу после накопления органической массы, датированной в Восточной мульде ранним эоценом [2]. Гидротермальная деятельность продолжалась здесь и после завершения процессов углефикации. На это указывает наличие, наряду с отмеченными выше типами, более поздней гидротермальной урановой минерализации, локализуемой в углях вместе с пиритом и флюоритом вблизи разлома, смещающего угольный пласт с вертикальной амплитудой около 10 м [1]. Столь длительный и разнообразный характер гидротермальных процессов позволяет предположить наличие под Восточной мульдой Реттиховской впадины раннеэоценового магматического очага.

Приведенные данные однозначно свидетельствуют о широком развитии эоцен-олигоценых вулканических и гидротермальных процессов в угленосных впадинах Западного Приморья. Отсутствие информации о них ранее было обусловлено полной аргиллизацией вулканических пород, залегающих в этих угленосных структурах, из-за чего они в течение многих лет описывались как обычные осадочные глины.

Работа выполнена при поддержке Президиума РАН (программа № 24).

Литература

1. *Коковкин А.А.* Эндогенные уран-полиэлементные рудообразующие системы в рифтогенных структурах юга Дальнего Востока России // *Отеч. геология*, 2006. № 2. С. 5–12.
2. *Павлюткин Б.И., Петренко Т.И.* Стратиграфия палеоген-неогеновых отложений Приморья. Владивосток: Дальнаука. 2010. 164 с.
3. *Подольн В.И., Седых А.К., Мизь Н.Г. и др.* Угольные бассейны и месторождения Дальнего Востока // *Угольная база России*. Т. V. Кн. 1. 1997. 371 с.
4. *Рассказов С.В., Ясныгина Е.В., Саранина Е.В. и др.* Кайнозойский магматизм Юго-Западного Приморья: импульсное плавление мантии и коры // *Тихоокеан. геология*, 2004. Т. 23, № 6. С. 3–31.
5. *Середин В.В.* Металлоносность углей: условия формирования и перспективы освоения // *Угольная база России*. Т. VI. М.: Геоинформмарк. 2004. С. 453–519.
6. *Середин В.В.* Металлогения кайнозойских угленосных структур Приморья // *Новые горизонты в изучении процессов магмо- и рудообразования*. –М.: ИГЕМ РАН. 2010. С. 153–154.
7. *Середин В.В., Кременецкий А.А., Трач Г.Н., Томсон И.Н.* Новые данные об иттриевоземельных гидротермальных рудах с ураганскими концентрациями РЗЭ // *Докл. РАН*, 2009. Т. 425, № 3. С. 378–383.
8. *Чащин А.А., Нечаев В.П., Нечаева Е.В., Блохин М.Г.* Находка эоценовых адакитов в Приморье // *Докл. РАН*, 2011. Т. 438, № 5, С. 649–654.
9. *Юдович Я.Э., Кетрис М.П.* Ценные элементы в углях. Екатеринбург: Наука. 2006. 538 с.
10. *Seredin V.V., Dai S.* Coal deposits as potential alternative sources for lanthanides and yttrium // *Int. J. Coal Geology*. 2011. <http://dx.doi.org/10.1016/j.coal.2011.11.001>
11. *Skilling I.P., White J.D.L., McPhie J.* Peperite: a review of magma-sediment mingling // *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 2002. V. 114. P.1–17.
12. *Taylor S.R., McLennan S.M.* The continental crust: its composition and evolution. Oxford: Blackwell, 1985. 312 pp.

РАННЕМЕЛОВОЙ ВУЛКАНИЗМ КАРКИНИТСКО-СЕВЕРОКРЫМСКОГО ПРОГИБА

В. П. Гнидец

Институт геологии и геохимии горючих ископаемых НАН Украины, Львов

vgnidec@mail.ru

Наряду с осадочными образованиями, в строении раннемеловых платформенных отложений Черноморско-Крымского осадочно-породного бассейна (юго-западный шельф Черного моря, Равнинный Крым) принимает участие широкий спектр пород — продуктов интенсивной вулканической деятельности. Это магматические (андезито-базальты и андезиты), пирокластические (туфы), осадочно-вулканогенные (туффиты), вулканогенно-осадочные (песчаники и алевролиты с примесью пирокластики) и вулканомиктовые (конгломераты, песчаники) породы, которые совместно с осадочными образованиями формируют мощную толщу (более 1000 м), известную в литературе под названием тарханкутская свита [1, 2].

Анализ геологических материалов по нижнемеловым вулканитам региона позволяет утверждать, что вулканическая деятельность тут протекала с периодическими всплесками и затуханием, с чередованием интенсивных эффузивных и эксплозивных извержений на фоне терригенного, а местами кремниевого или карбонатного осадконакопления [3]. При этом представляется возможным выделить в составе свиты три вулканитовых толщи (пачки), которые отвечают трём фазам вулканической деятельности: ранне-, средне- и познеальбскую, каждая со своими центрами магматической активизации. Всего в пределах Черноморско-Крымского региона известно 14 центров раннемеловой вулканической деятельности с размером конусов у основания 2–3, редко 10 км и высотой 300–500, иногда до 1000 м (рис. 1).

Как показали палеоокеанографические исследования, в целом фациальная структура раннемелового Черноморского палеошельфа, в пределах которого и происходило формирование вулканических сооружений, имела довольно сложное строение в виде погружающегося вулканического архипелага [3]. Накопление продуктов извержений происходило в мелководно-морских условиях на фоне компенсированного, а местами и перекомпенсированного осадконакопления. Присутствие в структуре средне- и верхнеальбского разреза вулканомиктовых образований свидетельствует о выходе вулканических конусов из под уровня моря. При этом в разрезах проявляется и определенная последовательность развития вулкана: подводные лавовые излияния ⇒ субаквальные эксплозивные извержения ⇒ рост конуса над уровнем моря ⇒ аэральные извержения ⇒ разрушение конуса ⇒ возобновление активности в подводных условиях. Центральный характер вулканической деятельности в регионе подтверждается особенностями пространственного распределения продуктов извержений, их гранулометрией, а также рядом геохимических показателей.

Благодаря большой скорости поступления вулканогенного материала вблизи центров извержений подавлялись другие виды седиментации. Поэтому в

прикратерных зонах формировались мощные (до 700–900 м), но очень невыдержанные по простиранию толщи андезито-базальтов и андезитов, их лав и туфов. Последние в переходной зоне (5–10 км) замещались пирокластическими и осадочно-вулканогенными, а в отдаленной зоне (далее 10 км) — вулканогенно-осадочными образованиями. В этом же направлении просматривается и возрастание роли биогенных седиментов.

Для всех разновидностей вулканитов характерно закономерное уменьшение размера доминирующей фракции вулканогенного материала от псаммо-псефитовой в прикратерной зоне к псаммитовой и алевроитовой в удаленной. В этом же направлении отмечается и замена литокластической структуры пород на кристаллокластическую.

Итак, одной из ведущих характеристик терригенных осадочных образований и вулканитов является гранулометрия породообразующих минеральных зерен, что определялось условиями формирования осадков и пород. Для первых — это динамика среды осадконакопления (в первую очередь тип потока и его скорость), для вулканитов — химическая специализация расплава и динамика переноса кластического материала или среды осадконакопления (эти факторы могут варьировать).

Для изучения вариаций гранулометрического состава вулканитов проведен многофракционный (16 фракций) гранулометрический анализ (более 550 определений) в шлифах магматических, пирокластических, осадочно-вулканогенных, вулканогенно-осадочных и терригенных пород. Полученные результаты были обработаны математически — с помощью факторного анализа по методу главных компонент [4] (рис. 2).

В результате установлено:

— магматические, пирокластические, осадочно-вулканогенные и вулканогенно-осадочные литотипы по гранулометрическим параметрам в пространстве факторов F_1 и F_2 группируются в компактный кластер, который довольно четко отделяется от таковых осадочных образований. Кластер локализуется в специфической нише, расположенной между фациальными зонами «сильный накат волн» и «сильные речные течения»;

— все исследованные вулканиты, независимо от генезиса, сопоставимы по гранулометрическим параметрам, о чем свидетельствует компактность распределения точек-анализов в пространстве факторов, и что в свою очередь указывает на существование общих черт среды их формирования. Исключение составляют вулканомиктовые литотипы, которые по соотношению гранулометрических фракций породообразующих компонентов приближаются к таковым терригенных отложений фациальной зоны «сильные речные потоки».

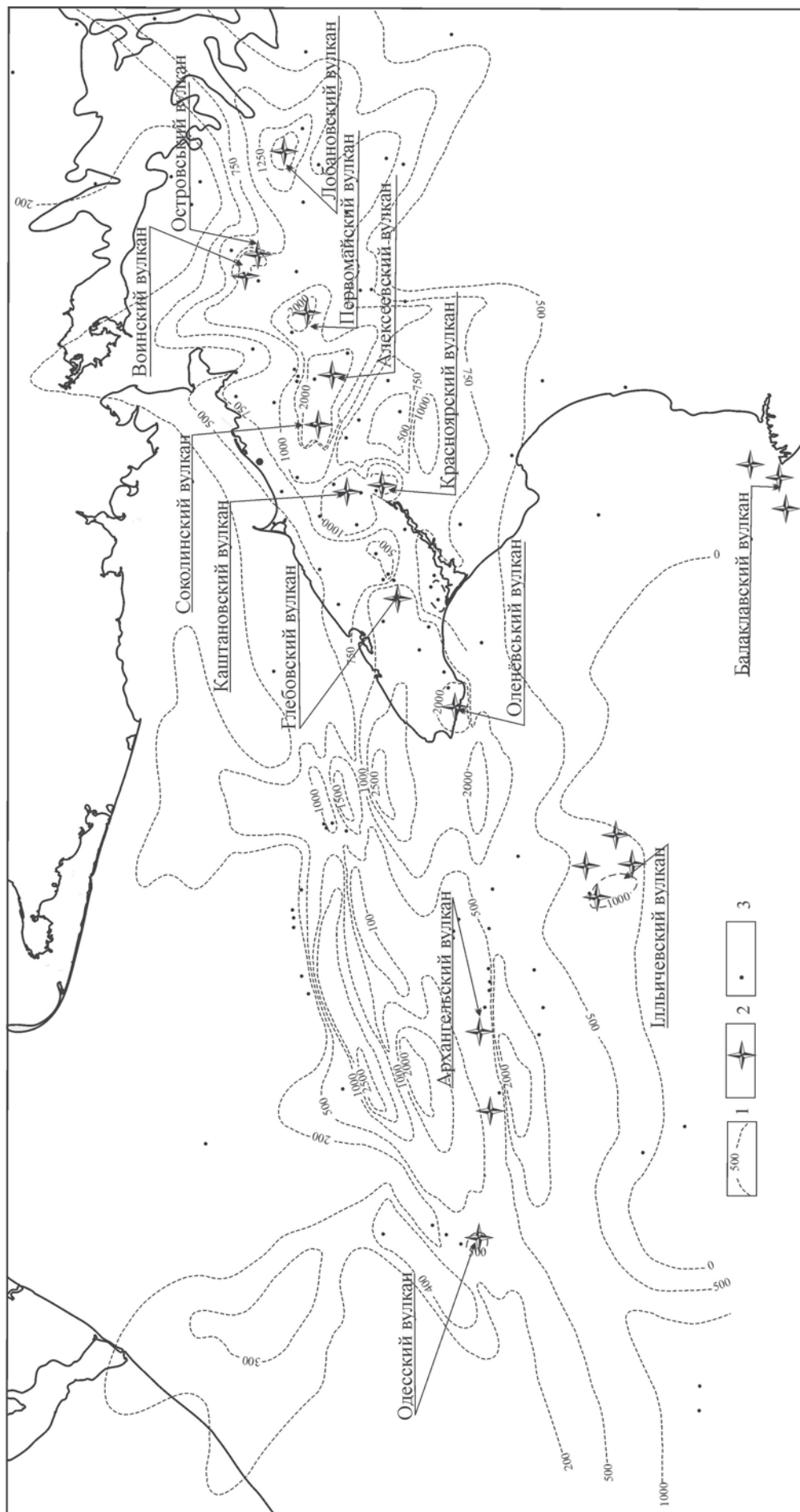


Рис. 1. Схематическая карта развития центров раннемеловой вулканической деятельности Каркинитско-Северокрымского прогиба.

1 — изопахиты нижнемеловых отложений, 2 — центры вулканической деятельности, 3 — скважины.

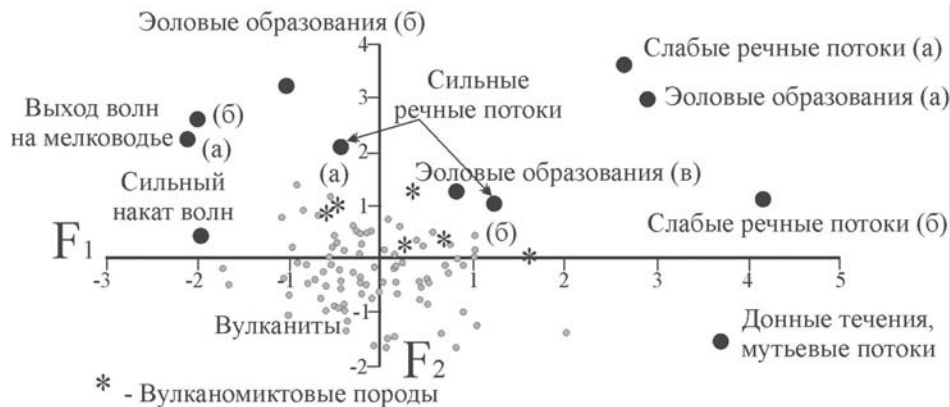


Рис. 2. Диаграмма распределения значений многофракционного гранулометрического анализа нижнемеловых вулканитов Черноморско-Крымского региона в пространстве факторов F_1 и F_2

Литература

1. Плахотный Л. Г., Апостолова М. Я., Бондаренко В. Г., Гордиевич В. А. Меловой вулканизм Равнинного Крыма // Бюлл. Моск. о-ва испыт. природы, отд. геологии. Т. XLVI (4), 1971. С. 102–112.
2. Чаицкий В. П. О меловом вулканизме северо-западного шельфа Чорного моря // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1984. № 9. С. 24–30.

3. Геологія нижньої крейди Причорноморсько-Кримської нафтогазоносної області (геолого-структурні умови, седименто-літогенез, породи-колектори, перспективи нафтогазоносності) / Гнідець В. П., Григорчук К. Г., Захарчук С. М. та інші // Львів-Київ, ЕКМО. 2010. 247 с.

4. Смирнов Б. И. Статистические методы в геологии. Курс лекций. Ч. 1. Львов: Виша школа, 1975. 122 с.

ПЕТРОГРАФО-МИНЕРАЛОГИЧЕСКАЯ ДИАГНОСТИКА ВУЛКАНОКЛАСТИКИ В ПРЕДОСТРОВОДУЖНЫХ ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНЫХ КОМПЛЕКСАХ

Р. М. Юркова, Б. И. Воронин

Институт проблем нефти и газа РАН, Москва

bivrmrzb@mtu-net.ru

Обсуждение основано на материалах изучения вулканогенно-осадочных флишоидных формаций, залегающих во фронтальных частях островных палеодуг в пределах северо-западной активной континентальной окраины Тихого океана: Сахалин, Камчатка, остров Карагинский. Рассмотрены различные геодинамические типы палеодуг: 1) зрелая приматериковая (п-ов Мамет на Камчатке, готерив-баррем); 2) развитая приокеаническая (хр. Кумроч на Камчатке, кампан-палеоцен); 3) примитивная приокеаническая (Восточный Сахалин, альб-сантон, п-ов Карагинский, маастрихт-палеоцен).

Наиболее типично **флишоидные комплексы преддуговых палеозон примитивной дуги** представлены в восточной части п-ова Шмидта. Формирование вулканогенно-осадочного флишоидного комплекса отнесено к раннеостроводужному этапу развития геодинамической пары «островная дуга – желоб». Основу разрезов флишоидного комплекса составляют пачки ритмичного чередования песчаников, алевролитов (преимущественно кремнистых), кремней и аргиллитов или песчаников с алевролитами. Характерны многочисленные турбидитов АВЕ, ВСДЕ, СДЕ, редко АВСДЕ общепринятой турбидитной модели. В разрезе мно-

гократно повторяются прослои измененных тонких кристалло-витрокластических туфов или апопелловых метасоматитов мощностью от 5–10 см до 2.5–3.0 м. По текстурно-структурным особенностям и характеру стратификации рассматриваемые отложения сопоставимы с отложениями проксимально-дистальной части каньонно-веерных систем конусов выноса вулканического вулканотерригенного и терригенного материала. Присутствие лепешковидных мергелистых конкреций может служить свидетельством условий осадкообразования частично выше уровня карбонатной компенсации.

На основе изучения обломочных минеральных ассоциаций песчаных пород установлено, что главным источником обломочного вещества для пород флишоидного комплекса служили вулканиты контрастной спилит-кератофировой серии, формирование которой совпадало с этапом вулканогенной и вулканотерригенной седиментации флишоидного комплекса. В обломочной ассоциации представлены: спилиты и спилитизированные плагиобазальты гиалопилитовой, микролитовой и везикулярной структуры, измененная спилито-базальтовая подводная гиалокластика, кератофиры, кварцевые кератофиры и пла-

гиограниты, продукты пропилитизации основных и кислых вулканитов, туфолавы, часто смешанного спилит-кварц кератофирового состава и измененные кристалло-витрокластические туфы; кристаллы: кварца, плагиоклазов (от альбита до андезина), клинопироксенов, роговых обманок, биотита и рудных минералов, окремненные и монтмориллонитизированные пелловое туфоаргиллиты и туфоалевролиты, часто содержащие радиолярии, а также яшмоиды и кремни. Все перечисленные группы обломков пород и минералов, с некоторыми исключениями для последней, прослеживаются и узнаются в обломочных минеральных ассоциациях турбидитов и контуритов во фракции 0.2–0.5 мм, а также в дебритах и грейнитах. Однако в контуритах наблюдается тенденция увеличения аркозовости обломочного материала. Для них также характерно усиление роли обломков спилито-базальтов. Для песчаников турбидных потоков установлены повышенные (от 5–7 до 10–12 %) содержания в обломочной ассоциации рудных компонентов, представленных ильменитом и магнетитом, которые часто образуют послынные скопления. Замечено частичное замещение магнетита сульфидами железа и меди. С присутствием сульфидов связаны повышенные (100 г/т) содержания Zn в граувакках. В песчаных породах не всегда удавалось разделить вулканогенный и терригенный типы обломков. Это связано с интенсивным флюидным автотоматоморфическим и раннепостмагматическим преобразованием пород спилит-кератофирового комплекса, которые нивелировали признаки различия субсинхронно переотложенных и поздних терригенных обломков. Однако, судя по сохранности клинопироксенов, роговых обманок, биотита, свежему облику микротиновых кристаллов плагиоклазов (основной андезин), субидиоморфной форме кристаллов, везикулярной текстуре, сфероидной и угловатой форме гиалокластитов, присутствию своеобразных реакционных зон по краям обломков спилито-диабазов и кератофиров, преобладает вулканогенный материал.

Появление вулканокластического материала в зонах мобилизации петрофонда было связано с формированием подводных гиалокластитов (гидромагматические эксплозии), интенсивным раздроблением подводных лавовых потоков и построек вулканическими взрывами, которые обеспечивались изначально высокими содержаниями летучих компонентов в магме, что определялось спецификой вулканизма над зоной субдукции. Мобилизация вулканогенного вещества (дробление, разрушение, обвалы, оползни, гальмиролиз) на склонах островодужного поднятия была усилена сейсмической и тектонической активностью области осадконакопления, которая располагалась на внешней части раннеостроводужного поднятия и внутреннем склоне желоба. Наиболее массовое поступление вулканогенного и вулканогенного материала в бассейн седиментации можно ожидать в этап формирования верхней пирокластическо-экструзивной части спилит-кератофирового комплекса в мелководной субаэральной обстановке. О подвижной обстановке осадконакопления свидетельствует большая роль в разрезе отложений нарушенных (конволютных) слоистых текстур пород: оползание,

подвороты, расщепление, обрывы слойков, микросбросы, проседания, размывы и т.п. Контрастность состава вулканогенного материала, питающего бассейн седиментации, сказалась на появлении двух типов обломочных ассоциаций граувакк: спилито-базальтовых и плагиогранит-кварц-кератофировых. Присутствие двух типов граувакк нашло отражение в химизме песчаных пород, в частности в их бимодальном по кремнезему составу. Граувакки первого типа по химическому составу тяготеют к спилито-диабазам, а второго имеют состав дацитов.

Эпохи массивированных пеплопадов отмечены слоями апопелловых метасоматитов, ритмично повторяющихся в разрезе флишоидного комплекса. С высокой флюидонасыщенностью исходной магмы связано седиментационно-диагенетическое преобразование слоев пепла. Апопелловые метасоматиты состоят из альбита с кварцем, гидрослюдой и хлоритом. Влияние вулканизма спилит-кератофировой серии сказалось на контрастности состава апопелловых метасоматитов по соотношению кварца с альбитом и хлорита (таблица).

Анализы выполнены в химической лаборатории химико-аналитического центра РАН с использованием спектроанализатора JY-48 и методов «мокрой» химии. Минеральные ассоциации приведены по данным рентгеноструктурного и электронно-зондового анализов и перечислены в порядке убывания их роли в составе минеральной ассоциации.

Для флишоидных комплексов развитой палеодуги в составе обломочных компонентов алеврито-песчаных пород характерны основные плагиоклазы (лабрадор-битовнит) и мегаплагиофировые базальты. Пепловые слои преобразованы в ломонитовые метасоматиты, что связано с субсинхронным вулканизмом мегаплагиофировой серии

Как текстурные особенности рассмотренных пород, так и специфика их структуры и состава показывают, что пепловые сегрегации, возникшие в результате слипания пепловых частиц, возможно, после подводной эксплозии, в автокинетических потоках вели себя как единый самостоятельный пластичный литокласт, включающий большое количество кристаллокластов темноцветных минералов. Надо признать, что удерживание зерен темноцветных минералов и образование с участием пепловых сегрегаций в качестве обломочных фрагментов специфических потоковых, градационных и конволютных текстур было возможным благодаря формированию кремнисто-цеолитового (ломонитового) каркаса в ранний постэксплозивный этап (рис. 1).

Продолжающаяся кристаллизация ломонита при перемещении пирокластического потока, защищенного от резкого остывания зонами закалки, могла усиливать сцепление пепловых частиц и тем самым способствовать формированию крупных (1.5×3.0 м) линзовидных слоев пепла. Ломонитовый каркас, в свою очередь, полностью экранировал изменение темноцветных минералов, в то время, как во вмещающей алевролитовой массе изолированные пепловые частицы этих минералов подверглись стадийным (клинопироксены раньше роговых обманок) преобразованиям наряду с другими компонентами туфового и

Химический и минеральный состав (мас. %) изменённых пепловых туфов, фракция <0.001 мм

Компоненты	1	2	3	4	5	6
	193/87	319/90	318/90	281/90	516/89	517/89
SiO ₂	60.02	59.30	60.31	53.49	78.22	71.25
TiO ₂	0.86	0.27	0.23	1.01	0.19	0.20
Al ₂ O ₃	13.12	13.76	13.77	16.37	6.24	11.99
Fe ₂ O ₃	4.01	3.57	3.47	4.26	2.47	2.78
FeO	1.25	0.29	0.36	2.14	1.23	1.59
Mn	0.20	0.07	0.11	0.08	0.18	0.17
MgO	2.16	1.17	1.13	2.49	2.07	2.70
CaO	2.81	5.32	4.67	4.09	0.49	0.35
Na ₂ O	1.96	1.12	1.12	0.78	0.67	0.78
K ₂ O	0.75	0.56	0.78	1.63	2.97	1.66
P ₂ O ₅	0.43	0.12	0.16	0.20	0.08	0.13
H ₂ O ⁺	7.88	9.28	8.33	7.18	3.41	4.41
H ₂ O ⁻	4.02	5.10	4.68	4.88	1.24	1.52
CO ₂	0.11	0.00	0.47	1.28	0.00	0.00
C	0.20	0.12	0.16	0.07	0.26	0.35
Сумма	99.78	100.05	99.75	99.95	99.72	99.88
Минеральные ассоциации	Кварц, гейландит, анальцит, корренситоподобный	Гейландит, кварц, хлорит, гидрослюда	Гейландит, кварц, хлорит, гидрослюда	Гейландит, кварц, смектит, хлорит, гидрослюда	Кварц, альбит, гидрослюда, хлорит	Кварц, альбит, гидрослюда, хлорит

Примечания. Местонахождение: 1–6, Камчатка: 1 – п-ов Мамет, 2–4 – р. Таловка, Пенжинский хребет, 5, 6 – о-в Карагинский.

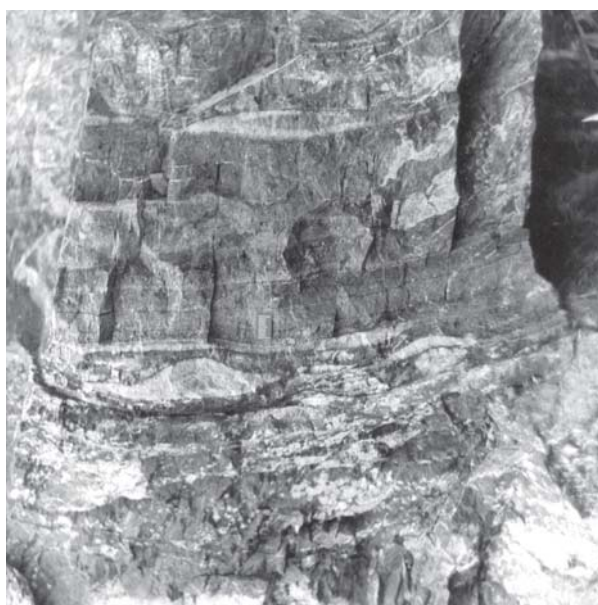


Рис. 1. Ломонтитовые апопепловые метасоматиты (светлые) во флишоидных комплексах хребта Северный Кумроч. Фрагмент разреза мощностью 12.5 метров

вулcano-терригенного материала. При этом во вмещающем матриксе шло образование смектита, селадонита, пренита, халцедона и кварца. Формирование кальциевого цеолита (ломонтита) можно предполагать в условиях низкого парциального давления углекислоты во флюиде ($X_{CO_2} = 0.03$; $P_{фл} = 2$ кбар), что, в свою очередь, зависело от смещения состава флюидов в сторону солевого по сравнению с водно-углекислым [1]. Подвижное поведение кальция наряду с алюминием подтверждается образованием пренита, что свидетельствует о высокой интенсивности метасоматических процессов в диагенезе.

Что касается источников пеплового материала, то его поступление в какой-то мере можно связать с эксплозиями, предшествующими или совпадающими с формированием экструзивных тел диорит-порфиритов. Это утверждение основано на данных об основном (лабрадор-битовнит) составе кристаллокластов плагиоклазов в сочетании со значительной ролью в составе пирокластике пепловых частиц опациitized-роговых обманок, которые характерны только для диорит-порфиритов. В песчаных породах предостроводужного флишоидного комплекса зрелой

приматериковой островной дуги обломочная ассоциация представлена породами непрерывно-дифференцированной магматической серии. Это андезито-базальты, дациты-риолиты. Существенная роль принадлежит кристаллокластам кварца, меньшая — андезину и олигоклазу.

Для флишеидных комплексов зрелой Тайгоносской палеодуги характерны апопелловые метасоматиты с кварцем, высококремнистым кальциевым гейландитом, хлоритом, гидрослюдой.

Таким образом, главный породообразующий минерал апопелловых метасоматитов служит наиболее выразительным индикатором геодинамического типа палеодуги. Так, с известково-щелочной серией приматериковых дуг связано образование кальциевого гейландита, с бимодальной спилито-кератофировой серией вулканитов примитивной дуги —

альбита, с высокоглинозёмистыми вулканитами развитой энсиматической дуги — высокоглинозёмистых цеолитов ломонтита и анальцима. По мере увеличения глубокowodности отложений прослеживается смена составов цеолитов в сторону минерала, который может формироваться в условиях более высокой температуры и высокого флюидного давления: вайрацит — в базальтах, анальцим — в апопеллотуфовых метасоматитах [2].

Литература

1. Плюснина Л.П. Экспериментальное исследование метаморфизма базитов. — М.: Наука, 1983. 158 с.
2. Kim K.T., Burley B.J. A further studies of analcime solid solutions in the system $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8 - \text{NaAlSiO}_4 - \text{H}_2\text{O}$ with particular note of analcime phase transformation // Mineral. Mag. 1980. Vol. 43, № 7/8. P. 1035—1045.

ЗНАЧЕНИЕ ДИАГНОСТИКИ ВУЛКАНИТОВ ПOKPOBHO-НАДВИГОВЫХ ПОЯСОВ В ЦЕЛЯХ РЕКОНСТРУКЦИИ ОБСТАНОВОК СЕДИМЕНТАЦИИ (ВОСТОК АЗИИ)

Н. И. Филатова

Геологический институт РАН, Москва

filatova@ilran.ru

Проблема идентификации вулканитов, входящих в состав покровно-надвиговых поясов, определяется тем, что в ходе аккреционно-коллизийных процессов, обуславливающих формирование этих орогенных поясов, вулканогенные образования (равно как и другие литотипы) претерпевают тектоническое расщепление, дисперсию по площади и тектоническое совмещение с породами различного возраста, состава и обстановок накопления. В результате этих процессов возникают сложные покровно-чешуйчатые тектоностратиграфические разрезы (нередко в публикациях интерпретируемые в качестве изначальных стратиграфических разрезов), в которых посредством надвигов (той или иной амплитуды перемещения) приведены в контакт визуально схожие базальтоиды, которые, тем не менее, принципиально различны по геохимическим параметрам, что свидетельствует о столь же принципиальных отличиях обстановок их накопления.

Ниже на примере Охотско-Корякского орогенного пояса Востока Азии продемонстрирована результативность петрогеохимической и литолого-фациальной идентификации тектонически сближенных фрагментов разнотипных вулканогенных пород среднего мезозоя — в целях расшифровки условий их образования.

Охотско-Корякский среднемиловый орогенный пояс возник на северо-западной периферии Пацифика в баррем-раннеальбское время [3 и др.]. В его состав входят мезозойские аллохтонные отложения различной геодинамической природы, образующие (совместно с докембрийско-палеозойскими образованиями)

пакеты разномасштабных покровов и чешуй [1—8]. Тектоническое перемешивание разнородных и разновозрастных отложений (включая вулканогенные) привело к образованию сложных тектоностратиграфических разрезов [3 и др.], в которых удалось распознать аллохтоны, принадлежавшие в прошлом различным сегментам латеральных рядов палеоструктур — мезозойским островным дугам, окраинным морям, а также различным частям океанического ложа. Использование метода радиоляриевых анализа дополнительно к петрогеохимическому и литолого-фациальному методам позволило установить диапазон возрастных уровней развития в мезозое латеральных рядов палеоструктур и выявить этапность их возникновения [3 и др.].

В восточной части Охотско-Корякского пояса (междуречье Майн-Алган-Ламутская, хр. Рарыткин, бассейны рек Великая, Мал. Научирынай, Научирынай) **широкое распространение имеют тектонические фрагменты среднеюрского-готеривского яшмо-базальтового комплекса, который формировался в океанических и окраинно-морских условиях.** Комплекс включает пиллоу-базальты и диабазы, обладающие свойствами пород срединно-океанических хребтов (MORB). Они ассоциируют с сургучно-красными яшмами и темно-серыми кремнями, причем соотношение объемов кремнистых пород и базальтоидов меняется по латерали. Последние принадлежат толетовой серии [5 и др.] и характеризуются умеренными содержаниями TiO_2 (1.12—1.52 вес. %) при интервале отношении FeO/MgO 1.0—2.2. Этим базальтам свойственен плоский спектр РЗЭ, практически

недеплетированный в отношении легких лантаноидов. На отдельных участках объем базальтоидов резко сокращается, и они по латерали сменяются почти исключительно кремнистыми породами — чередованием яшм и кремней с редкими линзами толеитов. Показательно, что эти кремнистые отложения, по комплексам радиоларий образующие непрерывный стратиграфический разрез широкого возрастного диапазона (нижняя юра—готерив), обладают суммарной мощностью, не превышающей 80–100 м. Накопление такого конденсированного разреза яшм и кремней происходило, вероятнее всего, на относительно глубоководных участках океанического ложа; по простиранию они сменялись участками развития базальтов MORB, включающих кремнистые породы только в виде прослоев и линз. Фрагменты аллохтонов яшмо-базальтового комплекса широко распространены на территории Охотско-Корякского орогенного пояса — от западной Камчатки (мыс Омгон) на западе и до хр. Кэнкэрэн на востоке, а также в пределах южной части пояса — в бассейнах рек Пикасвьям и Хатырка.

Комплекс мезозойских отложений окраинно-морских бассейнов выделяется благодаря наличию наряду с деплетированными толеитами и силицитами пачек туфов, туффитов и туфотерригенных пород; такая ассоциация пород свидетельствует о близости бассейна накопления к функционирующим островным дугам. Хотя имеются определенные трудности в определении критериев вещественных отличий океанических и окраинно-морских базальтов, однако в базальтах яшмо-базальтового комплекса предположительно окраинно-морской природы востока Корякии установлено обогащение торием, что рассматривается [5] как влияние субдукционной составляющей на источник магматизма в тыловодужном бассейне.

Петрогеохимические критерии позволили идентифицировать в аллохтонных комплексах мезозоя Охотско-Корякского орогенного пояса **базальты внутриплитного типа, близкие по составу к вулканитам океанических поднятий и островов (ОИВ)**. Эти базальты, как и в яшмо-базальтовом комплексе зон спрединга, также образуют единые толщи с яшмами и кремнями, однако по составу они принципиально отличны от базальтов типа MORB. На востоке Охотско-Корякского орогенного пояса (правобережье р. Великая) тектонические пластины этих высокотитанистых пород (TiO_2 до 3 вес. %) на диаграмме $\text{Th/Yb} - \text{La/Yb}$ занимают область внутриплитных базальтов [5 и ссылки там]. Тектонические фрагменты базальтов внутриплитного типа встречены на многих участках Охотско-Корякского покровно-надвигового пояса. Так, на западе мыса Поворотного п-ова Тайгонос с линзами низкотитанистых, с пониженным содержанием РЗЭ толеитов типа N-MORB, по разлому контактирует пластина высокотитанистых (до 2.80 вес.% TiO_2) базальтов типа ОИВ, обогащенных крупноионными элементами и лантаноидами [2]. Базальты подобного типа, предположительно связанные с нижнемантийным источником, могли формировать вулканические острова и поднятия как в пределах океанического ложа, так и в окраинноморских бассейнах.

Широкое распространение в покровно-надвиговых структурах Охотско-Корякского пояса имеют **фрагменты аллохтонно залегающего терригенно-вулканогенного комплекса**, весьма неоднородного в фациальном отношении и представляющего отложения островных дуг в целом — от осевой их части (вулканогенная ассоциация) до приостровных склонов со стороны задугового и преддугового бассейнов (вулканогенно-терригенная ассоциация). Максимальный объем эффузивов, представленных как дифференцированной серией, так и одними базальтоидами, сосредоточен в приосевой части островных дуг. Петрогеохимические параметры вулканитов показывают разнотипность мезозойских островных дуг, ныне слагающих отдельные пластины в Охотско-Корякском поясе. Наряду с низкотитанистыми, умеренно обогащенными легкими РЗЭ, с Та-минимумом базальтами известково-щелочной серии (ассоциирующими с андезитами, дацитами, реже риолитами), здесь установлены [5 и др.] деплетированные островодужные толеиты с низкими значениями отношения Th/Yb , а также базальты бонинитового состава ($[\text{La/Yb}]_N = 0.08-0.38$; $[\text{La/Sm}]_N = 0.14-0.69$). Подобная неоднородность состава нижнеюрских-готеривских базальтов в отдельных тектонических пластинах и чешуях орогенного пояса свидетельствует о том, что в последнем тектонически совмещены фрагменты различных типов островных дуг: более “зрелых” с дифференцированным (до риолитов) рядом вулканитов и более примитивных с деплетированными (включая бониниты) эффузивами. С островодужными эффузивами в вулканогенной ассоциации ассоциируют туфо-туффитовые разности, накапливавшиеся в осевой части островных дуг. Они представлены мелко-обломочными, лапиллиевыми и бомбовыми туфами основного состава. В подчиненном количестве присутствуют пачки туфов смешанного (основного-кислого) и кислого составов. С туфами переслаиваются характерные зелено-черные и голубовато-черные псаммитовые туффиты и туфогенные песчаники, имеющие “базальтоподобный” облик из-за присутствия в них большого количества обломков базальтов.

Туффиты и туфогенные песчаники составляют основной фон в островодужной вулканогенно-терригенной ассоциации. Они образуют мощные грубо-слоистые и неяснослоистые пачки, а местами в виде тонких прослоев часто чередуются с туфогенными алевролитами и кислыми пепловыми туфами, придавая указанной ассоциации турбидитовый облик с отчетливо выраженной градиационной слоистостью. Таким образом, вулканогенно-терригенная ассоциация представляет собой типичный вулканогенный (с обильной тефрой) флиш, который мог формироваться как в тыловой части островной дуги (на ее склоне и прилегающей части задугового, окраинно-морского бассейна), так и во фронтальной части дуги (в преддуговых прогибах и приостровной части глубоководного желоба). Туфо-туффитовые пачки, а также вулканогенные турбидиты в нижней части склонов островных дуг ассоциируют с пачками терригенно-кремнистых контуритов (обычно с примесью пепла). Далее, в сторону окраинно-морского бассейна (и в его

пределах), количество кремней и яшм в указанной ассоциации резко возрастает.

Выводы. Отдельные тектонические фрагменты аллохтонно залегающих среднемеозойских образований в Охотско-Корякском среднемеозойском орогенном поясе Востока Азии не представляют собой хаоса обособленных, самостоятельно развивавшихся террейнов. Несмотря на тектоническую нарушенность, однотипные вещественные комплексы по совокупности критериев хорошо идентифицируются в пределах всего обширного Западно-Камчатско-Анадырско-Корякского региона — от Удско-Мургальской зоны на севере до Пикасьваям-Эконайской на юге. Любые палеогеодинамические и палеогеографические реконструкции возможны только при совместном анализе всех тектонически растащенных аллохтонных среднемеозойских комплексов, значительный объем в которых занимают разнородные вулканиды. Решающее значение в этом анализе принадлежит идентификации вулканогенных образований на основе петрогеохимического и литофациального методов, а также расшифровке характера соотношений вулканидов различных типов с ассоциирующими терригенными и биохомогенными породами.

В итоге было выяснено, что вулканиды отдельных фрагментов аллохтонов в покровно-надвиговых тектоностратиграфических разрезах орогенного пояса входят в состав комплексов, формировавшихся в нескольких палеогеографических обстановках. Наиболее широко распространенные в Охотско-Корякском поясе нижнеюрские—готеривские, содержащие вулканиды, комплексы представляют обширный латеральный ряд обстановок:

окраинно-морские бассейны с зонами спрединга (яшмо-базальтовый комплекс); сегментированные островные дуги со сменяющимися по простиранию составом вулканических пород (эффузивы известково-щелочной, толеитовой и бонинитовой серий в тер-

ригенно-вулканогенном комплексе); океанические абиссальные котловины (кремни и яшмы с линзами пиллоу-базальтов); внутриокеанические острова (комплекс ферро-титанистых базальтов); срединно-океанические хребты (пиллоу-базальты яшмо-базальтового комплекса).

Литература

1. Александров А.А. Покровные и чешуйчатые структуры в Корякском нагорье. М.: Наука, 1978. 124 с.
2. Бондаренко Г.Е., Соколов С.Д., Морозов О.Л. Палеотектонические обстановки мезозойского вулканизма южной части полуострова Тайгонос // Бюлл. МОИП. 2008. Отд. Геол. Т. 83. Вып. 1. С. 9–7.
3. Вишневская В.С., Филатова Н.И. Корреляция юрско-меловых кремнисто-вулканогенных отложений северо-западного обрамления Тихого океана (Корякское нагорье) // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2008. Т. 16. № 6. С. 42–43.
4. Григорьев В.Н., Соколов С.Д., Крылов К.А. и др. Геодинамическая типизация триасово-юрских эффузивно-кремнистых комплексов Куюльского террейна (Корякское нагорье) // Геотектоника. 1995. № 3. С. 59–69.
5. Злобин С.К., Филатова Н.И., Дворянkin А.И. и др. Происхождение верхнеюрских-неокомских вулканогенных образований северо-востока Анадырско-Корякского региона // Тихоокеанская геология. 1991. № 1. С. 64–76.
6. Руженцев С.В., Бялбжеский С.Г., Григорьев В.Н. и др. Тектоника Корякского хребта / Очерки тектоники Корякского нагорья. М.: Наука, 1982. 212 с.
7. Соколов С.Д. Аккреционная тектоника (современное состояние проблемы) // Геотектоника. 2003. № 1. С. 3–18.
8. Ханчук А.И., Григорьев В.Н., Голозубов В.В. и др. Куюльский офиолитовый террейн. Владивосток: ДВО АН СССР. 1990. 108 с.

ГЕОЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ВУЛКАНИТОВ УДИНСКОЙ И ХИЛОКСКОЙ СВИТ (ЗАПАДНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ)

С. В. Андрющенко, А. А. Воронцов

Институт геохимии СО РАН, Иркутск

svandrus84@gmail.com

В поздней юре—раннем мелу (160–100 млн. лет) развитие вулканических ареалов было сопряжено с образованием крупных грабенов и сопровождалось достаточно масштабной магматической деятельностью. Наряду с преобладающими платобазальтами в этих областях возникали вулканические ассоциации с трахитами, трахириолитами, пантеллеритами и комендитами, феолитами, тефритами, а также небольшие и редкие массивы нефелиновых сиенитов, щелочных сиенитов и гранитов, литий-фтористых гранитов и онгонитов, шонкинитов, пироксенитов и карбонатитов. Расцвет тектонической и магматической активности пришелся на начало раннего мела (140–150 млн. лет) и связывается с континентальным рифтогенезом.

Как известно, основными диагностическими признаками рифтовых структур являются крупные линейные структуры, типа грабенов и горстов; комплексы параллельных даек; наличие бимодальных вулканических ассоциаций повышенной щелочности и молассовые отложения во впадинах. В целом для Западного Забайкалья наблюдаются все эти признаки. Отдельные впадины и грабены детально описаны в работах [1–5].

Удинская впадина в верхнем течении р. Уды представляет собой линейно-вытянутую структуру ССВ простирания, протяженностью более 100 км. К горному обрамлению впадины приурочены гранитоиды кудунского и гуджирского комплексов, а также вулканогенно-осадочные образования поздне триасовой цаган-хунтейской свиты. Сама впадина заполнена вулканогенно-осадочными отложениями удинской и хилокской свит (J_2-K_1), перекрытыми меловыми отложениями гусиноозерской серии.

В верховьях р. Уды разрез среднеюрской толщи (удинская свита) начинается базальными конгломератами, залегающими на размытой поверхности вулканогенной толщи триаса. Среди конгломератов в виде прослоев и маломощных пластов встречаются полимиктовые грубозернистые песчаники. Мощность конгломератового горизонта около 1400 м [6]. Средняя часть разреза удинской свиты представлена покровами базальтов, андезибазальтов и андезитов общей мощностью 100–120 м. Всего выделяется семь покровов. Над вулканитами залегают песчаники, среди которых выделяются крупно-, средне- и мелкозернистые разновидности, а также туфопесчаники, в которых наряду с обломками гранитоидов и эффузивных пород присутствует туфовый материал. Выше по разрезу песчаники сменяются глинистыми сланцами. Местами в верхах свиты песчаникам и сланцам подчинены мощные покровы андезитов, трахитов и трахириолитов. Мощность песчано-сланцевого горизонта 100–150 м. Верхнюю часть разреза удинской сви-

ты занимает мощная толща андезибазальтов и андезитов, на которой с несогласием залегают отложения хилокской свиты. Изотопный возраст базальтоидов удинской свиты определен в диапазоне 150–140 млн лет К-Аг методом [2]. Этому же возрасту соответствует бимодальная ассоциация вулканитов широко распространенной в Западном Забайкалье ичетуйской свиты.

Во всех районах распространения хилокской свиты строение ее в общих чертах однообразное: в низах разреза залегают осадочно-туфогенные, иногда довольно грубообломочные породы, а в верхах — покровы лав и подчиненные им туфы и туфобрекчии.

В строении вулканической толщи хилокской свиты породы разного состава обычно разделены и образуют обособленные серии вулканических покровов. Основные породы слагают до 70 % объема этих ассоциаций. Они представлены лавами трахибазальтов и трахиандезибазальтов, среди которых типичны плагиопорфиновые разновидности, но, кроме того, достаточно обычны пироксен-плагиоклазовые и оливиновые разновидности. Салические составляющие ассоциаций — это лавы, спекшиеся и обычные туфы трахитов, трахидацитов, трахириолитов, в меньшей степени щелочных трахириодацитов и комендитов. Они слагают локально распространенные толщи, а также дайки, штоки и силлы. В пределах Удинской впадины нижнюю часть разреза вулканической толщи занимают маломощные (1–2 м) покровы пористых базальтов, разделенные горизонтами шлаков. Верхняя часть вулканического разреза представлена серией покровов афировых массивных базальтов, мощностью до 300 м. Возраст базальтоидов хилокской свиты по данным К-Аг датирования оценивается в интервале от 125 до 110 млн лет [3].

Сравнивая между собой вулканиты удинской и хилокской свит, следует отметить резкое сокращение доли кислых компонентов ассоциаций, увеличение общей щелочности в базальтах, исчезновение Nb-Ta минимума, уменьшение максимумов по Ba, Sr, Rb, LREE и приближение конфигурации кривой нормированного распределения редких и редкоземельных элементов к кривой распределения базальтов типа OIB. Более поздний магматизм в пределах Удинской впадины представлен исключительно щелочными базальтами и тефритами и относится к позднему мелу. Поэтому можно предполагать, что на рубеже 110–100 млн лет произошло окончательное становление зрелой рифтовой зоны, в магматических процессах которой уже не участвовали остатки вовлеченной в плавление океанической литосферы древней зоны субдукции, предшествовавшей рифтовой стадии в позднем палеозое [7].

Индекс	Мощность в м	Характеристика пород
J_1-K_1/hl	400	Хилокская свита. Базальты, андезиты, конгломераты, песчаники, алевролиты
J_{3ud_2}	230–820	Удинская свита. Верхняя подсвита. Андезиты и базальты, андезибазальты и их туфолавы, кислые эффузивы и их туфы, перлиты, туфопесчаники, туфогравелиты, туфоконгломераты, алевролиты. Фауна: <i>Diptera</i> , <i>Ephemeroptera</i> , <i>Plecoptera</i> , <i>Pseudoestheria</i> . Флора: <i>Podozamites eichwaldi</i> Heer, <i>Czekanowskia rigida</i> Heer, <i>Pityophyllum</i> sp., <i>Coniopteris</i> sp.
J_{3ud_1}	до 1400	Удинская свита. Нижняя подсвита. Конгломераты с прослоями и линзами гравелитов и песчаников

Рис. 1. Стратиграфическая колонка удинской и хилокской свит Удинской впадины. Составлена по материалам [8] с исправлениями авторов

Литература

1. Гордиенко И.В., Климук В.С. Бимодальный вулканизм Тугнуйской рифтогенной впадины (Забайкалье) // Геол. и геофизика. 1995. Т. 36. № 5. С. 23–37.
2. Иванов В.Г., Ярмолюк В.В., Смирнов В.Н. Новые данные о возрастах проявления вулканизма в Западно-Забайкальской позднемезозойской–кайнозойской вулканической области // Докл. РАН. 1995. Т. 345. № 5. С. 648–652.
3. Воронцов А.А., Иванов В.Г., Ярмолюк В.В. и др. Позднемезозойская бимодальная щелочная вулканическая ассоциация Западного Забайкалья и возраст ее формирования: геологические и геохронологические (Rb-Sr и K-Ar) данные // Докл. РАН. 1999. Т. 369. № 2. С. 220–224.
4. Воронцов А.А., Ярмолюк В.В., Андриющенко С.В. и др. Магматизм Хамбинского грабена и ранняя исто-

рия формирования позднемезозойской рифтовой системы Западного Забайкалья // Докл. РАН. 2006. Т. 411. № 3. С. 100–106.

5. Андриющенко С.В., Воронцов А.А., Ярмолюк В.В., Сандимиров И.В. Эволюция юрско-мелового магматизма Хамбинской вулкано-тектонической структуры (Западное Забайкалье) // Геол. и геофизика, 2010. Т. 51. № 7. С. 944–962.

6. Геология СССР. Т. XXXV. Бурятская АССР. Часть 1. Геологическое описание. М. Недра. 1964. 630 с.

7. Гордиенко И.В., Булгатов А.Н., Руженцев С.В. и др. История развития Удино-Витимской островодужной системы Забайкальского сектора Палеоазиатского океана в позднем рифее – палеозое // Геология и геофизика. 2010. Т. 51. № 5. С. 589–614

8. Геологическая карта СССР. Серия Западно-Забайкальская. Лист XXXIV. 1964 г.

ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНЫЕ ПОРОДЫ НИЖНЕГО ФРАНА ЮГО-ВОСТОКА ВОРОНЕЖСКОЙ АНТЕКЛИЗЫ

А. Д. Савко¹, А. В. Бурдастых¹, А. В. Милаш²

¹Воронежский государственный университет,

²НИИ геологии Воронежского государственного университета, Воронеж

asavko@geol.vsu.ru

Вулканогенно-осадочные образования ястребовской свиты нижнефранского подъяруса развиты в юго-восточной части Воронежской антеклизы и слагают основание верхнего девона. Они лежат на породах старооскольского горизонта живетского яруса, а перекрываются терригенными отложениями чаплыгинской свиты. Ястребовские отложения представлены переслаивающимися осадочными, вулканогенно-осадочными и вулканомиктовыми песчаниками и алевролитами, аргиллитами. Породы содержат гидротит-сидерит-лептохлоритовые оолиты, раковины лингул, углефицированные растительные остатки. Мощности отложений колеблются от первых до 45 м, а собственно вулканогенных — 5–20 м.

Ястребовское время ознаменовалось проявлением эксплозивной вулканической деятельности. Продукты эксплозивных выбросов оказали существенное влияние на характер осадконакопления на всей площади и определили характерный облик пород ястребовской свиты. И. Н. Быков и В. А. Канцеров [1, 2] выделяют шесть пачек с четкими границами напластований, соответствующих стадиям эксплозивной вулканической деятельности. Осадочные отложения, среди которых преобладают аргиллиты, образуют прослой между вулканогенными пачками, фиксируя периоды затишья вулканической деятельности, и преобладают на периферии площади распространения вулканогенных пород. Участки с максимальными мощностями вулканогенных пород локализованы в виде разобщенных полей изометричной формы вблизи разломов, где существовали вулканы, и где отмечается наибольшая размерность обломков эффузивного материала.

Несмотря на разнообразие фациальных обстановок в ястребовское время (рис. 1, 2), количество типов пород, слагающих свиту, довольно ограничено [4].

Вулканогенно-осадочные породы распространены в зонах разломов и оперяющих их нарушений: в Лосевско-Мамонской на западе и Новохоперской на востоке, где наблюдаются в виде линз среди нормально-осадочных отложений. Менее всего распространены разности пород грубообломочные, обычно кластолавы и туфы. Наибольшим же распространением по площади и в разрезе пользуются песчаники, среди которых по составу можно выделить три основных типа: вулканомиктовые, олигомиктовые (включая полевошпат-кварцевые) и слюдисто-кварцевые.

Вулканомиктовые песчаники зеленовато-серого до грязно- и табачно-зеленого цветов, от мелко-среднезернистых до крупно- и грубозернистых с переходом к гравелитам и мелко-среднеобломочным конгломератам, распространены довольно широко в виде прослоев различной мощности. Породы горизонтально слоистые, в нижней части разреза часто волнисто-

или косослоистые под углом 5–15°, содержат углефицированный растительный детрит, местами образующий линзовидные прослойки до 0.5 см; изредка наблюдаются крупные остатки растений (фрагменты стеблей, стволов). Обломочный материал обычно представлен неокатанными (с незначительной примесью окатанных) зернами кварца, обломками глинизированных полевых шпатов (чаще плагиоклазов); туфов основного состава, разноокатанных (от угловатых до округлых) аргиллитов, песчаников, иногда известняков, сланцев и интрузивных (чаще гранитоидных) пород. Соотношение между перечисленными составными частями легкой фракции непостоянно и находится в зависимости от расположения конкретного разреза относительно центров вулканизма. Степень сортировки материала изменяется от плохой вблизи вулканических аппаратов до хорошей на периферии распространения ястребовских отложений.

Среди **туффитов** выделяются зеленоцветные и пестроцветные разновидности. Первые из них характерны для нижней части разреза ястребовской свиты. В составе обломочного материала присутствуют эффузивные породы (30–67 %), кварц (2–12 %), полевые шпаты (1–7 %), сидерит (1–11 %), а также рудные минералы (2–12 %). Размер обломков колеблется в значительных пределах, преобладающая форма — округлая или угловато-округлая. Цементирующая масса состоит из хлоритизированного вулканического стекла, глинистых минералов и сидерита. Пестроцветные туффиты, залегающие выше по разрезу, имеют желтовато-бурую окраску. По сравнению с зеленоцветными они несут явные следы вторичных изменений: обломки эффузивных пород и значительная часть цемента замещены глинистыми минералами. Рудные (до 5 %) представлены теми же минералами, что и в зеленоцветных туффитах, но значительная часть ильменита лейкоксенизирована и также образует мелкие линзочки.

Более широкое распространение имеют породы, в которых содержание пирокластического материала составляет менее 50 %. Среди них чаще всего встречаются **мелко-среднезернистые линзовидно-слоистые туффопесчаники**. Эти породы слюдисто-кварцевого состава, светло-серой окраски, горизонтально-, реже косослоистые, распространены преимущественно в западных районах территории, где представлены мелко- и среднезернистыми разностями с глинистым (каолинитовым или гидрослюдисто-каолинитовым) цементом базального или (реже) порового типа. Лишь в нижней части разрезов в пределах положительных форм доястребовского рельефа, устанавливается примесь крупных песчаных зерен, реже — гравия и мелкой гальки ожелезненных осадочных пород

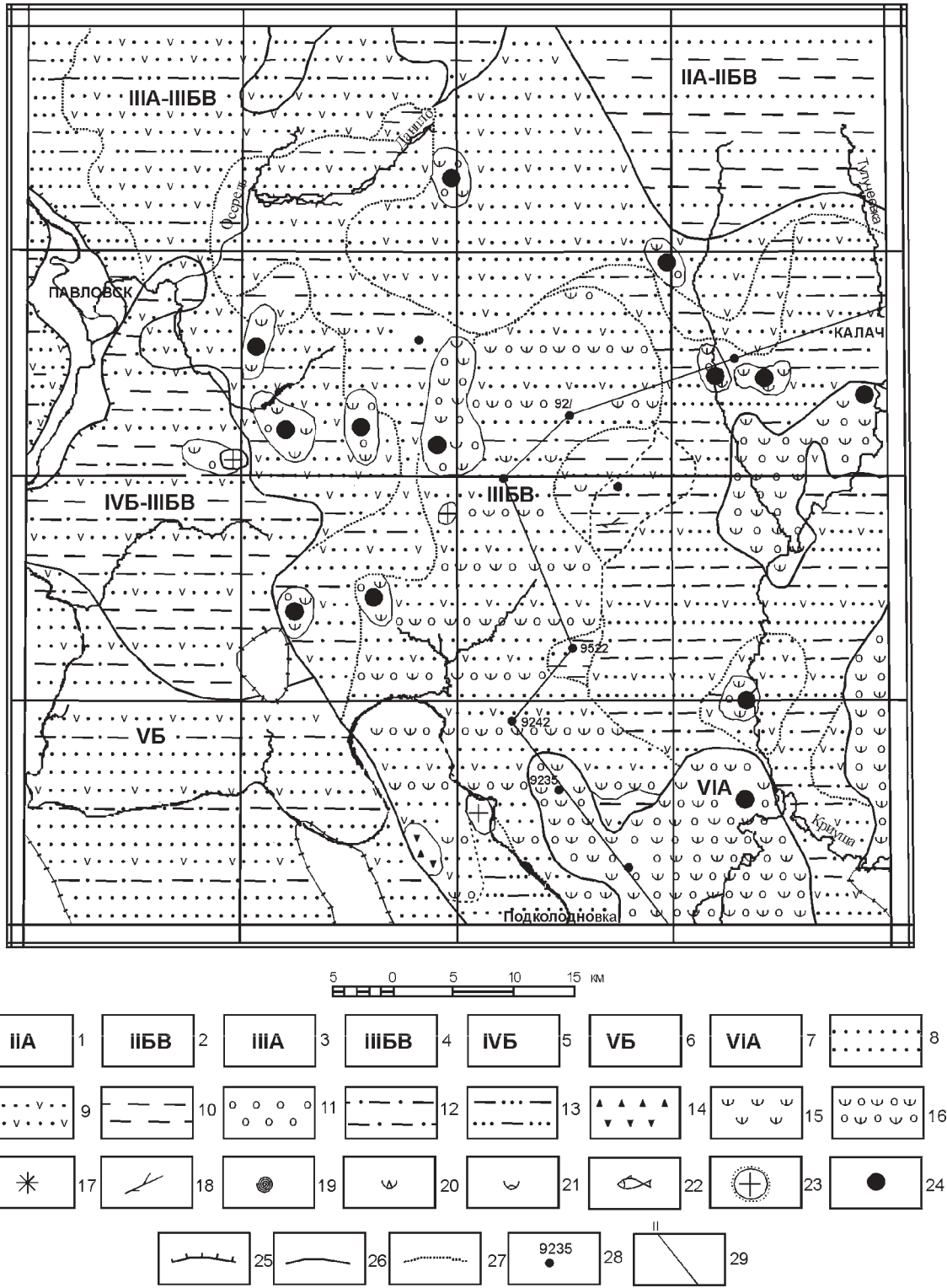


Рис. 1. Литолого-фациальная карта ястребовской свиты [3]

Фациальные обстановки. Мелководно-морская, нормальной солености, с активностью гидродинамического режима: 1 – слабой, 2 – средней и высокой, с преобладанием средней. Прибрежно-морская, нормальной солености, с активностью гидродинамического режима: 3 – слабой, 4 – средней и высокой, с преобладанием средней, 5 – лагунная и лиманная, мелководная, опресненная. Континентальная: 6 – аллювиальная (нерасчлененная), 7 – отложения надводных вулканических построек. **Породы:** 8 – песчаники разнозернистые, в основном мелко-, среднезернистые, 9 – песчаники вулканомиктовые разнозернистые (от мелко- до грубозернистых), 10 – глины, аргиллиты, часто с углефицированными растительными остатками, 11 – гравий, 12 – алевролиты, 13 – алевропесчаники, 14 – туфы щелочно-базальтового состава, 15 – туффиты сцементированные, 16 – туфоконгломераты, туфогравелиты. **Включения:** 17 – ожелезнение, 18 – растительные остатки, 19 – гастроподы, 20 – брахиоподы, 21 – остракоды, 22 – остатки рыб, 23 – выходы пород докембрия в кровле ястребовской свиты, 24 – предполагаемые жерла вулканических аппаратов. **Границы:** 25 – распространения ястребовской свиты, 26 – фациальных зон, 27 – фациальных подзон. **Другие обозначения:** 28 – поисковые скважины, пробуренные на алмазы, 29 – линия профиля.

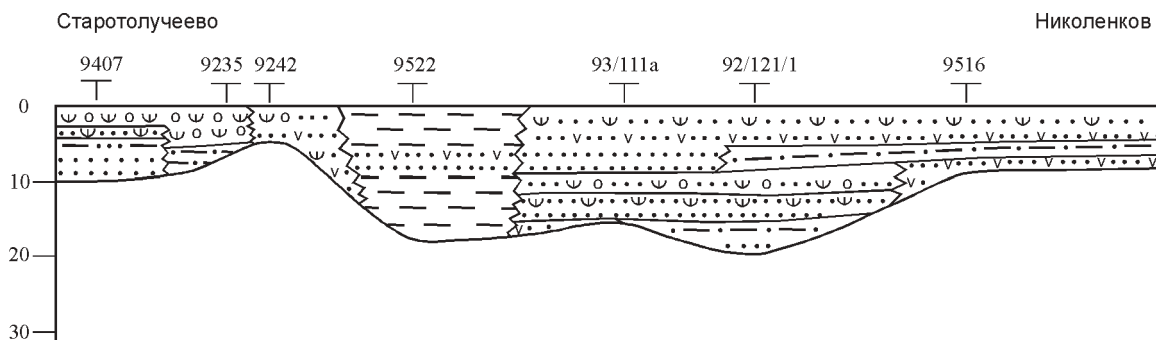


Рис. 2. Фациальный профиль ястребовских отложений. Условные обозначения см. на рис. 1

и кварца. Обломочный материал, как правило, хорошо отсортирован. Для песчаников и, особенно, алевролитов, образовавшихся в прибрежной и лагунной обстановках характерно присутствие углефицированного растительного детрита, придающего породам темно-серую окраску.

Аргиллиты обычно распространены в зоне устойчивого мелководья, где вместе с алевролитами почти целиком слагают разрез свиты. Породы сероцветные, нередко с голубоватым, зеленоватым или коричневатым оттенком той или иной интенсивности, местами, чаще всего в верхней части разреза, пестроокрашенные (пятна бурого, кирпично-желтого или красного цвета). При значительном содержании углефицированных растительных остатков приобретают темно-серый, до черного, цвет; местами детрит образует линзовидные прослойки мощностью 0.5–1 мм, редко до 1–2.5 см. Глины содержат примесь алевроито-мелкопесчаного материала, состоящего в основном из угловато-окатанных зерен кварца; содержание полевых шпатов обычно не превышает 1%. Общее увеличение содержания алевроито-песчаного материала отмечается по направлению к области денудации, последний часто наблюдается и в виде небольших линз и гнезд. Глинистый материал в основном представлен каолинитом, содержание которого достигает 80%, иногда в заметных количествах отмечается хлорит [5]. Породы часто обнаруживают горизонтальную, в прибрежной зоне волнистую или линзовидную, слоистость. Местами глины содержат небольшое количество железистых оолитов.

Центральная часть рассматриваемой территории на междуречье рек Дона и Толучеевки характеризуется наличием в разрезе вулканогенно-осадочных пород, наиболее грубообломочные разности которых (средне- и крупнообломочные туфы, туфобрекчии, туфоконгломераты), накапливались вокруг центров извержений. Для разреза характерно чередование этих пород с нормально-осадочными отложениями – разномерными до грубомерными песчаниками, алевролитами, реже аргиллитами, формировавшимися в прибрежно-морских условиях слабой (ША), а также средней гидродинамических сред (ШБ). Значительная роль в разрезах принадлежит вулканическим разностям. В них имеются повышенные концентрации ильменита – до 260 кг/т, тяготеющие к породам с наибольшим содержанием вулканического материала [6].

Выводы

1. Формирование пород ястребовской свиты происходило преимущественно в прибрежно- и мелководно-морских обстановках в зоне действующих вулканов.
2. Общий облик отложений определяется влиянием эксплозивного вулканизма, проявленного во время осадконакопления. В морских условиях вулканогенный материал перерабатывался, что определило механический износ и хорошую гранулометрическую сортировку зерен.
3. Основная область сноса располагалась на юге и юго-западе и была сложена интенсивно выветрелыми среднедевонскими осадочными и докембрийскими кристаллическими породами.
4. Общая палеогеографическая ситуация ястребовского времени предполагает местное происхождение повышенных концентраций ильменита, поставляемого вместе с эксплозивным материалом из вулканов.

Литература

1. Быков И.Н., Канцеров В.А. Полезные ископаемые вулканогенных и вулканогенноосадочных пород // Полезные ископаемые Воронежской антеклизы. Воронеж, 1989. С. 100–117.
2. Быков И.Н., Канцеров В.А. Новые данные о строении вулканогенных образований ястребовского горизонта Воронежской области // Литология и стратиграфия осадочного чехла Воронежской антеклизы. Воронеж, 1974. С. 40–41.
3. Бурдастых А.В. Палеогеографические условия формирования ястребовской свиты на юго-востоке Воронежской антеклизы // Вестник Воронеж. гос. ун-та. Сер. геология. Вып. 1. 2003. С. 39–47.
4. Савко А.Д., Мануковский С.В., Мизин А.И. и др. Литология и фации донеогеновых отложений Воронежской антеклизы // Тр. НИИ геологии. Вып. 3. Воронеж, 2001. 201 с.
5. Савко А.Д. Глинистые породы верхнего протерозоя и фанерозоя Воронежской антеклизы. Воронеж, 1988. 192 с.
6. Канцеров В.А. Ильменитосные вулканогенно-осадочные породы позднего девона юго-востока Воронежской антеклизы: Автореф. дисс. канд. геол.-мин. наук. Харьков, 1984.

ПАЛИНОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РАННЕПАЛЕОЗОЙСКИХ ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ВОСТОЧНОГО СКЛОНА ПОЛЯРНОГО УРАЛА

О. П. Тельнова

Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

telnova@geo.komisc.ru

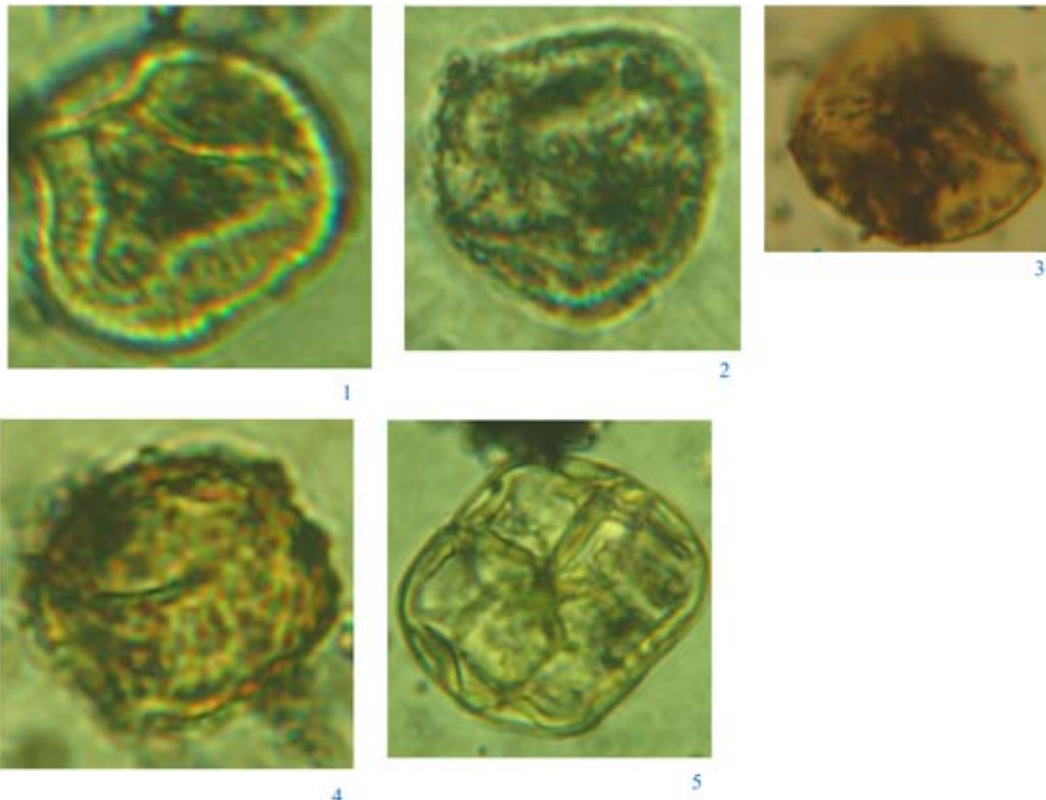
Впервые проведено палинологическое изучение вулканогенно-осадочных отложений Малоуральской гряды в Таньюско-Тыкотловском районе Войкарской структурно-формационной зоны. Основа стратификации палеозойских отложений рассматриваемого района ранее была уже разработана [3, 4, 6]. Однако по поводу объемов и состава выделенных свит существуют разночтения. Результаты палинологического анализа позволили детализировать стратиграфическое положение, диапазон и условия образования вулканогенно-осадочного комплекса таньюской свиты.

Свита представлена ленточно-полосчатыми туффидами и алевропелитами, возраст которых определялся как S_2-D_1 [4]. Широкий возрастной диапазон объясняется тем, что отложения содержат редкие, часто неудовлетворительной сохранности палеонтологические фоссилии и малым количеством палеонтологических исследований. Описаны немногочисленные находки конодонтов в районе Третьей Рудной горки [5] и брахиопод в линзе известняка по р. Лень-Ю: *Platyceras* sp., *Entomis* sp., *Lissatrypa* aff. *kuschvensis* Tschern. Последний вид, являясь руководящим для пржидольского яруса верхнего силура, может встречаться и в нижнем девоне [2]. Конодонты, найденные в этом же

районе, указывают на лохковский ярус нижнего девона. Раннедевонский возраст таньюской свиты подтвержден комплексом известковых водорослей [6].

Палинологические данные получены для образцов пород из налиматинских слоев (верхняя часть таньюской свиты) по р. Кевсоим. Большая часть проанализированных образцов не содержит спор высших растений и других растительных микрофоссилий, мацерационный осадок представлен минеральной составной и небольшим количеством (до 10 %) органической, сохранившейся в дисперсном состоянии.

Образцы, содержащие определяемые растительные фоссилии, имеют плохую насыщенность (в 25 палинологических препаратах найдено всего 11 спор и 4 акритархи). Споры желтого и светло-желтого цвета, с хорошо сохранившейся поверхностью спородермы, без признаков дальнего переноса и катагенетических изменений. Установлена следующая миоспоровая ассоциация: *Acanthotriletes parvispinosus* Naumova, *Archaeozonotriletes subsidiaries* Tchib., *Apiculiretusispora sterlibaschevensis* (Tchib.) Arkh., *Azonomonoletes* sp., *Dictyotriletes* sp., *Lophotriletes trivialis* Naumova, *Retusotriletes microaculeatus* Tchib., *Retusotriletes divulgatus* Tchib (рисунок).



Миоспоровая ассоциация, налиматинские слои (верхняя часть таньюской свиты) по р. Кевсоим, световой микроскоп, х 400.

1 – *Apiculiretusispora sterlibaschevensis* (Tchib.); 2 – *Retusotriletes microaculeatus* Tchib.; 3 – *Acanthotriletes parvispinosus* Naumova; 4 – *Lophotriletes trivialis* Naumova; 5 – *Acritarcha*

Вид *Apiculiretusispora sterlibaschevensis* (Tchib.) Arkh. впервые был описан Е. В. Чибриковой [9] из такатинских слоев Западной Башкирии. Затем она расширила стратиграфический диапазон этого вида — кальцеоловый и бийский горизонты Западной Башкирии и западного склона Южного Урала [8]. Отмечено, что особенно много спор *A. sterlibaschevensis* в верхней части кальцеолового горизонта.

Архангельская А. Д. [1] в восточных районах Русской плиты в средней части миоспоровой зоны *Diaphanospora inassueta*, включающей верхнюю часть койвенского (ранее кальцеолового) горизонта, выделяет слои с *Brochotrilete sterlibascheformis*, которые являются эпиболью этого вида и вида *Apiculiretusispora sterlibaschevensis*. Названные виды спор составляют в комплексе от 3 до 35 %. В центральных областях Русской плиты слои с *Brochotrilete sterlibascheformis* не установлены. Миоспоровая зона *Diaphanospora inassueta* сопоставляется с дохайсдорфским верхним эмсом в Западной Европы.

Все остальные виды спор установленной миоспоровой ассоциации имеют такой же или еще более широкий стратиграфический диапазон в нижнедевонских отложениях.

Резюмируя, можно предположить, что продуценты описанных спор являются компонентами островной флоры, достаточно хорошо изолированной от континентальной (расстояние не менее 1000 км; [7]). На это указывают ограниченное географическое распространение вида *Apiculiretusispora sterlibaschevensis*, отсутствие признаков дальнего переноса спор (хорошо сохранившиеся скульптурные элементы поверхности спородермы), т.е. захоронение спор произошло в области произрастания их продуцентов.

Присутствие в комплексе акритарх, в частности, хистрихосфер, свидетельствует о морских условиях осадконакопления.

Результаты палинологического анализа позволили уточнить стратиграфическое положение и диапазон налиматинских слоев: верхняя часть таньюской свиты — ранний девон, эмсский ярус. Стратиграфический диапазон вулканогенно-осадочного комплекса таньюской свиты (с учетом фаунистических данных) значительно шире: лохковский — эмсский ярусы раннего девона.

Литература

1. Архангельская А.Д. Зональные комплексы спор и стратиграфия нижнего и среднего девона Русской плиты // Атлас спор и пыльцы нефтегазоносных толщ фанерозоя Русской и Туранской плит. М.: Недра. 1985. С. 5–14.
2. Гарифуллина А.А. Ранне- и среднедевонские брахиоподы западного склона Южного Урала и их стратиграфическое значение // Средний девон СССР, его границы и ярусное расчленение. М.: Наука, 1985. С. 94–100.
3. Легенда Полярно-Уральской серии листов Госгеолкарты-200 (новая серия). Объяснительная записка. Отв. исполнитель М. А. Шишкин. Воркута, 1998.
4. Лупанова Н.П., Маркин В.В. Зеленокаменные толщи Собско-Войкарского синклинали (восточный склон Полярного Урала). М.—Л.: АН СССР, 1964. 175 с. (Тр. Геол. музея им. А. П. Карпинского АН СССР, вып. XII).
5. Прямоносков А.П., Бороздина Г.Н. Палеонтологическое подтверждение силурийского возраста тоупульской толщи (скарново-магнетитовое проявление 3-я Рудная горка, Полярный Урал) // Уральск. геол.ж., 2006. № 3 (51). С. 53–56.
6. Ремизова С.Т., Ремизов Д.Н. Стратиграфия Ма-лоуральской островной дуги (Полярный Урал) // Геология и минер. ресурсы европейского сев.-вост. России: Матер. XV Геол. съезда Республики Коми. Т. II. Сыктывкар: ИГ Коми НЦ УрО РАН, 2009. С. 69–72.
7. Тельнова О.П. Зависимость состава палинологических комплексов от условий осадконакопления // Фанерозой Европ. Севера России. Сыктывкар, 1992. С. 35–41. (Тр. Ин-та геологии Коми НЦ УрО РАН. Вып. 75).
8. Чибрикова Е.В. Споры терригенной толщи девона Западной Башкирии и западного склона Южного Урала // Брахиоподы, остракоды и споры среднего и верхнего девона Башкирии. М.: АН СССР, 1962. С. 351–476.
9. Чибрикова Е.В., Рождественская А.А. Материалы по палеонтологии и стратиграфии девонских и более древних отложений Башкирии. М.: АН СССР, 1959. С. 3–116.

ВУЛКАНОГЕННЫЕ ПРОДУКТЫ В ОСАДОЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ ЭТАЛОННОГО РАЗРЕЗА ВЕРХНЕГО ПАЛЕОЗОЯ СРЕДНЕЙ АЗИИ

А. Д. Гончар

Комплексная геолого-съемочная поисковая экспедиция Госкомгеологии РУз, Ташкент

urangeo@bcc.com.uz

Геологическая полнота и насыщенность органическими остатками многих разрезов осадочных формаций позднего палеозоя, развитых в южном обрамлении Ферганской впадины (горы Гузан, Каратау и Карачатыр), давно привлекали внимание биостратиграфов. Здесь проводили полевые исследования А. Д. Миклухо-Маклай, В. И. Волгин, Б. К. Лихарев, Ф. Р. Бенш, Т. А. Сикстель, А. С. Масумов, А. В. Дженчураева и др., чьими трудами была создана детальная схема расчленения и корреляции отложений средне-го-верхнего карбона и перми региона. Наиболее доступными и детально изученными оказались разрезы в западной части гор Карачатыр, посещавшиеся членами МСК и участниками Международного геологического конгресса по геологии карбона [2, 3], рекомендовавшими этот разрез в качестве эталонного для Средней Азии.

Особенностью разреза является сложное сочетание отложений морских, подводнодельтовых и наземных фаций, свидетельствующее о неустойчивости тектонического режима района, проявленное в многочисленных трансгрессиях и регрессиях эпиконтинентального Ферганского бассейна. Это сказалось и на литологической пестроте состава отложений, где представлен весь ряд от валунников, брекчий, конгломератов, песчаников до известняков различных типов и аргиллитов. Обилие биогенных и механогенных текстур, разнообразие и отличная сохранность растительных и животных остатков в отложениях способствовали выделению фациальных комплексов и расчленению толщ на ряд свит. Присутствие включений останков теплолюбивых морских организмов и наземных растений позволило многим специалистам считать климат позднего палеозоя Южного Тянь-Шаня гумидным с тенденцией его к аридизации в поздней перми.

В Карачатырском разрезе, часто в основании многих свит, присутствуют различные по мощности и протяженности пачки разногалечных конгломератов, залегающих с размывом на подстилающих толщах. Значительную роль в составе галек играют порой обломки вулканогенных пород. По мнению А. К. Бухарина и др. [4], галька магматических пород кислого и среднего состава из Карачатырских разрезов (Южный Тянь-Шань) характерна для толщ, развитых в Среднем Тянь-Шане. Известно, что на протяжении палеозоя, с редкими паузами, обширные области Чаткало-Кураминского региона Среднего Тянь-Шаня являлись областями активного вулканизма [6, 1] откуда галька и могла поступить, в процессе длительного речного переноса, в Карачатырский прогиб, получив значительную окатанность [4]. В фациальном отношении гальки вулканических пород преобладают в русловых отложениях надводных дельт, реже в

подводнодельтовых гравелитах. Примерно равное содержание их совместно с осадочными обломками в прибрежноморских конгломератах, где они часто имеют округло-плоскую (монетовидную) форму.

Очевидно, что существует определенная связь между насыщенностью обломками вулканитов в составе псефитов и процессами излияний в области сноса в Чаткало-Кураме, удаленной от Карачатырского прогиба в современном рельефе на несколько сот километров. Это предположение дало основание считать его одним из принципов корреляции удаленных и разнофациальных разрезов [5], хотя между излиянием лавы и поступлением ее обломков в процесс транспортировки есть определенный возрастной перерыв.

В. И. Попов [7] называет геологическим комплексом ряд формаций, отвечающих магматектоническому циклу, обычно объединяющих два–три ритмокомплекса (РК). Обладая различной продолжительностью, 60–150 млн. лет, ритмокомплексы делятся на ритмоподкомплексы. Они представляют собой двусторонне-ритмическую серию формаций, во второй половине которых развиты наиболее грубые отложения и крупные перерывы. Более мелкие ритмические серии чаще создают одностороннюю серию формаций, начинающуюся с перерыва и базальных отложений. Такое строение имеют ритмотолщи и, как правило, ритмосвиты и ритмопачки. На основании опыта длительного изучения и сопоставления формаций Тянь-Шаня и Памира, В. И. Поповым и др. [7] был выделен среднекарбонно-среднетриасовый севернопамирский ритмокомплекс, общая схема расчленения которого произведена на примере эталонного разреза гор Карачатыр, где установлено наличие трех ритмотолщ: позднебашкирско-касимовской, гжельско-ассельской и сакмарско-триасовой, получивших местные названия — найманская, сухонинская и кува-сайская. Выделенные ритмотолщи объединяют 16 ритмосвит, соединенных чаще парами или по три, с единым ископаемым фаунистическим комплексом, отвечающего ярусам и подъярусам стратиграфической шкалы, несколько видоизмененной ритмостратиграфическими особенностями. Между ритмосвитами, выделенными внутри каждой пары или тройки, обычно отмечается огрубление осадка или местный перерыв, а не несогласие.

При изучении вещественного состава осадочных формаций, составляющих многокилометровый разрез верхнего палеозоя гор Карачатыр, помимо многочисленных включений галек магматических пород, в отложениях местами были установлены линзовидные тела пепловых туфов кислого состава, карбонатизированных и мелкообломочных. Наиболее ранние туфы приурочены к границе актерекской позднемос-

ковской и раннекасимовской джилгинсайской ритмосвит. Структура пепловых туфов витрокристалло-кластическая, связующая масса пепловая, слабораскристаллизованная. Мощность таких тел не более 0,5 м, по простиранию прослеживаются до 3–5 м. Следующим уровнем развития пепловых туфов является граница ниже- и верхнедастарских гжелских ритмосвит. Здесь туфы установлены в виде слоя мощностью до 2 м среди пачки зеленовато-серых аргиллитов, выделяясь среди них более светлой окраской. В шлифах состоят из обломков кислого стекла характерной рогульчатой формы и связующей пепловой массы. В фаціальном отношении вмещающие аргиллиты отнесены к отложениям подводной дельты. Пепловый материал мог доставляться к месту захоронения водой или ветром. Однако свежесть частиц позволяет считать транспортировку непродолжительной и связать ее, скорее, с ветровым переносом. В дастарском веке на Южном Тянь-Шане произошла крупная трансгрессия бассейна и активизация вулканизма в Чаткало-Кураме, которая могла сопровождаться сейсмическими процессами. Пеплы и игнибриды на этом же временном уровне установлены и в других районах Южной Ферганы (Гузан, Курган-таш, Белесеный и др.). Очень характерно, что в Карачатырском разрезе пепловый слой повсеместно перекрывается с размывом пачкой паттумов изменчивой мощности (0–60 м). Пачка насыщена беспорядочно сгруппированными глыбами и валунами известняков и песчаников. Паттум является проявлением подводного оползания нелитифицированных отложений. Непосредственная близость паттумов и пеплового слоя позволяет увязать происхождение оползня с сейсмическими явлениями, сопровождавшими вулканизм Чаткало-Курамы и Срединного Тянь-Шаня. Следствием вулканизма и сопровождавшей его сейсмичности часто считают присутствие в разрезах осадочных формаций т.н. «нептунических даек». В нескольких разрезах Западного Карачатыра под оползневым горизонтом они установлены в виде ряда клиновидных тел мощностью до 0,5 м, заполненных алевритом и вертикально рассекающих на протяжении 8–10 м пачку вмещающих темно-серых аргиллитов.

В восточной части гор Карачатыр широко развиты конгломераты и разнозернистые песчаники тулейканской ритмосвиты, слагающей крупную одноименную синклинали. Отложения являются верхней частью опорного разреза и отвечают сакмарско-карнийской (?) кувасайской ритмотолще; наличие в ней перерывов и угловых несогласий позволило выделить ниже-верхнепермские шираганбулакскую, боранскую и кызылкатскую ритмосвиты, общей мощностью до 1600 м. В верхах верхнешираганбулакской ритмоподсвиты выявлены локально развитые маломощ-

ные отложения продуктов коры выветривания (0–15 м), перекрываемых слабо выдержанными по простиранию липаритовыми и дацитовыми порфирами мощностью 5–20 м. Обладая высокой вязкостью, кислые лавы не могли далеко растекаться и генетически, вероятно, связаны со штоком кварцевых диоритов на реке Араван, в восточной части гор.

В шлифах глин из верхней части коры выветривания установлена их пепловая структура, среди глинистого вещества отмечаются включения, имеющие характерные для пепловых частиц рогульчатую форму.

Отложения верхнего карбона и нижней перми западной части гор Карачатыр секутся серией даек диабазового состава, залегающих местами почти согласно с вмещающими отложениями. Для последних характерна слабая степень измененности. Возникнув в процессе формирования крупной Западно-Карачатырской синклинали в постпермский этап геологической истории района, дайки уже не влияли на состав осадочных формаций, явившись далеким эхом затихавшего вулканизма Чаткало-Курамы.

Литература

1. *Арапов В.А.* Вулканизм и тектоника Чаткало-Кураминского региона. Ташкент: ФАН, 1983. 256с.
2. *Бени Ф.Р., Гончар А.Д., Захаров Е.Ф., Попова Н.А.* Экскурсии по осмотру разрезов верхнего карбона и нижней перми в горах Карачатыр // Путеводитель экскурсий по разрезам карбона Средней Азии. Ташкент: ФАН, 1973. С. 118–169.
3. *Бени Ф.Р., Гончар А.Д., Захаров Е.Ф., Цапенко М.Н.* Экскурсия по среднему, верхнему карбону и нижней перми в прибрежно-морской фации // Путеводитель экскурсий по разрезам Средней Азии. – М.: Наука, 1975. С. 65–87.
4. *Бухарин А.К., Пояркова Э.В., Кешишян К.А., Клипенштейн В.Я.* Установление области сноса для Карачатырского позднепалеозойского прогиба Южного Тянь-Шаня // Узбек. геол. ж., 1975, № 3. С. 36–38.
5. *Гончар А.Д., Джабаров Р.А., Нигмаджанов И.М., Далимов Р.Т.* К проблеме корреляции осадочных и вулканогенных формаций Южного Тянь-Шаня (на примере позднего палеозоя) // Матер. республ. науч. конф. «Рудно-магматические системы орогенных областей» (Ташкент: 5–7 мая 2010 г). Ташкент: ИМР. С. 141–144.
6. *Далимов Т.Н.* Кислый вулканизм складчатых областей (на примере Срединного и Южного Тянь-Шаня). Ташкент: ФАН. 1981. 296 с.
7. *Попов В.И., Гончар А.Д., Бени Ф.Р., Заприметов В.Ю.* Биоритмостратиграфия верхнего палеозоя и триаса Памирского смятия (Памир и Тянь-Шань). Ташкент: ФАН, 1983. 201 с.

САНИДИНОВЫЕ УЛЬТРАКАЛИЕВЫЕ ТРАХИТЫ — «НОВЫЙ» ПОЗДНЕПАЛЕОЗОЙСКИЙ ВУЛКАНИЧЕСКИЙ КОМПЛЕКС СРЕДНЕГО ТИМАНА

Б. А. Мальков

Коми государственный пединститут, Сыктывкар

malkov36@mail.ru

На юго-востоке Четласского Камня, в районе Ворыквинской группы месторождений бокситов, перекрытых покровами девонских базальтов, вскрыты канавами и буровыми скважинами протяжённые (до 2 км) северо-западного простирания дайки ультракалийевых магматических пород, мощностью 30–50 м, с постбазальтовым возрастом и уникальным петрографическим и минеральным составом. Аналогичные горные породы, залегающие в виде мощной (~9 м) дайки среди живецких отложений, присутствуют на Цильменском Камне, в 100–120 км к северу от р. Ворыквы, в истоках Цильмы и её притока Ашуги. Разные исследователи относили эти породы к магматическим или метасоматическим образованиям, называя их аплитами или микроклинитами, и предполагали их девонский возраст. Нам впервые удалось диагностировать эти породы как санидиновые трахиты и определить по валовым пробам К–Аг методом их изотопный возраст 271–288 млн лет, отвечающий ранней перми [5].

Магматические породы такого же возраста, но другого петрографического состава и иной фациальной принадлежности широко распространены на Урале, особенно на Среднем и Южном, и в Полярном Зауралье. В кристаллическом фундаменте Западно-Сибирской плиты в районе Ханты-Мансийска присутствуют гранодиориты с Rb–Sr изохронным возрастом 291.8 ± 2.1 млн лет [1]. Гранит-аплиты с К–Аг возрастом 280 ± 14 млн лет, рвущие ордовикские кварциты, известны в Тынаготском массиве на восточном склоне Приполярного Урала [2]. Такой же К–Аг по биотиту и мусковиту возраст (260–280 млн лет) имеют микроклин-пертитовые лейкограниты кременкульской серии, слагающие два крупных штока — в центре и на юго-востоке крупного и более древнего, с возрастом 355–360 млн лет, Челябинского гранитоидного плутона на Южном Урале [6]. Этот плутон принадлежит главному гранитному поясу Урала и относится к надсубдукционным образованиям, а штоки кременкульской серии принадлежат уже к позднеколлизийным уральским гранитам [6]. На Ю. Урале, южнее Магнитогорска, известны крупные коллизийные анатектические гранитные плутоны возрастом около 290 млн лет [9]. Всё это позволяет уверенно связывать появление позднепалеозойских трахитов на Тимане с герцинской тектономагматической активизацией Русской платформы. Калиевые бостониты близкого абсолютного возраста (295–300 млн лет) известны также в Тараташском выступе кристаллического фундамента Русской платформы. Их жильные тела мощностью до нескольких десятков метров трактуются чаще всего, как и у нас на Тимане, как приразломные калиевые метасоматиты.

Как видим, среди герцинских магматитов Урала и Зауралья отсутствуют фациальные и петрографические аналоги тиманских трахитов. Мы обнаруживаем их полные ультракалийевые аналоги только в составе щелочных и карбонатитовых вулканических комплексов на древних платформах: Сибирской, Африканской и др. Это, например, раннемеловые ультракалийевые трахиты-муруниты Алданского щита [4] и миоценовые ультракалийевые трахиты Восточной Уганды [3]. Петрографические и петрохимические черты наших трахитов, характерные особенности их минерального состава и фациального положения позволяют нам рассматривать их как новую ультракалийевую и одновременно высокотитанистую разновидность трахитов — «**ТИМАНИТ**», впервые встреченную на Среднем Тимане [5].

Тиманские трахиты — это порфириформные полнокристаллические миаролитовые породы с общей пористостью 17 % и плотностью около 2.4 г/см³. Вкрапленники в них представлены сростками нескольких индивидов санидина. Самые крупные из них достигают 3–5 мм. Под микроскопом наблюдается панидиоморфнозернистый агрегат лейстовидных, хаотически ориентированных индивидов санидина размером 0.1–1.0 мм, замутнённого рудным веществом и пронизанного тончайшими иголочками рутила, и обильная вкрапленность относительно крупных (0.1–0.5 мм) лейкоксенизированных зёрен титаномагнетита. Санидин в породе доминирует — 95 %. Акцессорного титаномагнетита — 4–5 %. Он претерпел фазовый распад с выделением ламелл ильменита. Ильменит в ламеллях частично превратился в обогащённый ванадием анатазовый лейкоксен с примесью гётита. На рентгенограммах окисленного титаномагнетита лучше всего индицируются линии ильменита, анатаза и рутила и отсутствуют чёткие линии самого магнетита, который в результате окисления превратился в маггемит. В итоге место кристаллов титаномагнетита в породе заняли образовавшиеся по нему параморфозы из пластинок ильменита и ажурных и пористых агрегатов анатазового лейкоксена с высоким (до 4 мас. %) содержанием V₂O₅. На поверхности аншлифов видны многочисленные мелкие (менее 0.5 мм) миаролы с выступающими внутрь них «головками» идиоморфных зёрен калишпата или же пустотки, инкрустированные по стенкам друзовидными корочками анатаза. Последние, вероятно, наследуют угловатые очертания полностью выщелоченных и замещённых зёрен титаномагнетита. Порода по всем петрографическим и петрохимическим признакам и условиям её залегания должна быть отнесена к трахитам ультракалийевого типа [5].

Химические анализы трахитов показывают высокое содержание в них К₂O (14.7–15.5 % мас. %) и низ-

кие содержания Na_2O (до 0.16 мас. %), CaO (менее 0.5 мас. %) и железа в сравнении со средним составом бостонита по Дэли. Степень окисления пород, определяемая отношением $\text{Fe}_2\text{O}_3 / (\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3)$, порядка 0.86–0.93. По химическому и минеральному составу трахиты Тимана близки мурунитам Алданского щита и калиевым трахитам восточной Уганды [3, 4]. Однако по высоким содержаниям TiO_2 (1.8–2.6 мас. %) трахиты Тимана уникальны. Такому количеству TiO_2 в породе должно соответствовать равное (в ильмените), двукратное (в ульвите) или трёхкратное (в титаномагнетите) весовое содержание FeO . Но во всех анализах трахитов наблюдается преобладание Fe_2O_3 (1.0–2.6 мас. %) над FeO (не более 0.2 мас. %). Поэтому значительная часть TiO_2 (до половины его весового содержания в породе) не связана с закисным железом и находится в составе анатаза и рутила, выстилающих стенки миарол в трахите (анатаз) или образующих игольчатые включения в санидине (рутил), которых особенно много вокруг вкраплений титаномагнетита. Игольчатые выделения рутила образуют радиально-лучистые агрегаты или веерообразно расходящиеся от титаномагнетитовых вкраплений пучки, пронизывающие насквозь несколько прилежащих зёрен санидина. Встречаются в санидине и радиально-лучистые включения рутила микронной величины. В трахитах Среднего Тимана присутствует титаномагнетит, обогащённый, как и все другие минералы титана в трахитах ванадием, что обычно более характерно для основных пород. Но титаномагнетит из тиманских трахитов не имеет близких аналогов по аномально высокому содержанию в нём ZnO (4.5–9.0 мас. %), предполагающему существенное участие в его составе ганитового или франклинитового миналов. Присутствие цинка в следовых количествах отмечалось ранее Е.И. Семёновым в титаномагнетитах из щелочных пород Хибинского массива [7].

Наиболее распространёнными аксессуарными минералами типичных трахитов являются сфен, титаномагнетит, циркон и апатит. И все эти минералы, кроме сфена, в наших породах присутствуют. Близкий по составу магнетит-ульвитовый титаномагнетит обычен в рудных пластах Бушвельдского плутона в ЮАР и Копанской расслоенной габбровой интрузии на Урале [5], а также отмечен в кислых и щелочных породах Кольского п-ова [7].

Высокие содержания TiO_2 в аксессуарном титаномагнетите наших трахитов и иных магматических пород отвечают, по геотермометру Баддингтона, температурам его образования 900–1000 °С. Модельные эксперименты на породах близкого состава также убеждают в высокотемпературной (900–1000 °С) природе трахитовой магмы [9].

Трахиты в районе верхней Ворыквы прорывают франские базальты и, как мы уже знаем, на 100 млн лет моложе последних и не обнаруживают с ними генетической связи. Условия залегания трахитов свидетельствуют, что вязкая магма в ранней перми кристаллизовалась где-то на глубинах порядка 200–300 м и имела выходы на поверхность в виде покровов. Характерная кавернозность пород, замещение титаномагнетита агрегатами лейкоксена — вероятный ре-

зультат аутометасоматической переработки трахитов, которая сопровождалась окислением и разложением титаномагнетита, а также дополнительным привнесением в трахиты калия и, возможно, некоторых других компонентов.

Данные кристаллооптики, рентгенографии и ИК-спектроскопии позволили нам диагностировать калишпат из трахитов как санидин [5]. Главными петрографическими особенностями тиманских трахитов являются доминирующая роль санидина (не менее 95 об. %) и присутствие (до 5 об. %) лейкоксенизированного титаномагнетита, обогащённого ванадием и хромом, а также конечных продуктов его фазового распада и замещения (ильменита, рутила и анатаза). Кроме того, в шлифах и протолочках наблюдались единичные знаки циркона, бадделеита, апатита, пирита, муассanita и дистена.

Ультракалийевый характер и высокое содержание TiO_2 (до 2–2.6 мас. %) в трахитах Тимана объясняются их минеральным составом, в котором доминирует санидин и присутствует титаномагнетит и продукты его распада. Микрозонд фиксирует высокое содержание в нём TiO_2 (до 28 мас. %), более высокое, чем в аналогичных минералах из пантеллеритовых лав Италии (23.7–24.9 мас. %), базальтов Исландии (24.9 мас. %) и оливиновых базальтов Индии (27.8 мас. %) [5, 9]. Такая аномалия может быть следствием изначально очень высокого содержания в титаномагнетите ульвитового минала. Фазовый распад первичного титаномагнетита привёл к образованию в нём закономерно ориентированных ламелл ильменита, а при их окислении — к возникновению ажурных агрегатов анатазового лейкоксена. Присутствие микронных включений бадделеита в санидине установлено под электронным микроскопом и подтверждено микрозондом. Кристаллы циркона размером в десятые доли миллиметра и преимущественно овальной формы были обнаружены в протолочках. Абсолютный U—Pb возраст большинства овальных зёрен циркона, определённый методом SHRIMP в Изотопном центре ВСЕГЕИ, составляет от 1 до 2.7 млрд лет и подтверждает их ксеногенную природу. Время кристаллизации самих трахитов было определено изотопным K—Ar методом и составило, по трём валовым пробам, 271–288 млн лет [5].

Трахиты на Среднем Тимане установлены пока только в трёх изолированных участках, образующих большой по площади «бермудский» треугольник: Первый участок расположен на верхней Ворыкве, где они прорывают базальтовые покровы. Второй, на р. Умбе вблизи девонского россыпного месторождения золота и алмазов Ичетью, где трахиты инъецируют базальтовую дайку, известную как «трубка» Сидоровская [5] И, наконец, третий участок, на Цильменском Камне — где трахиты прорывают живетские отложения и не ассоциируют с базальтами. Большой, около 100 млн лет, временной разрыв между излиянием франских базальтов (385–374 млн лет назад) и внедрением в них трахитов (288–270 млн лет назад) позволяет рассматривать те и другие в качестве самостоятельных и генетически не связанных платформенных вулканических комплексов.

Температура сухого трахитового ультракалиевого расплава, судя по фазовой диаграмме тройной системы $\text{Al}_2\text{O}_3 - \text{K}_2\text{O} - \text{SiO}_2$ при давлении в 1 атм, составляла около 1520°C [8]. Чистый калишпат плавится при атмосферном давлении инконгруэнтно при температуре $1150 \pm 20^\circ\text{C}$ с образованием жидкости лейцитового состава (57.8 мас. %), обогащённой SiO_2 (42.2 мас. %). Для сравнения напомним, что предэруптивная температура более кислой дацитовой магмы, определённая по составу железотитановых оксидов в ядрах и каймах аксессуарных титаномагнетитов с высоким содержанием ульвитового минала (от 17 до 23 мол. %), составляла от $780-800$ до $900 \pm 30^\circ\text{C}$ [11]. Примерно таким же или ещё более высоким (до $1000-1100^\circ\text{C}$), судя по геотермометру Баддингтона и данным экспериментального изучения системы $\text{K}_2\text{O} - \text{Al}_2\text{O}_3 - \text{SiO}_2$, мог быть порядок температур кристаллизации тиманских трахитов. Включения бадделеита в санидине из трахитов косвенно подтверждают высокую температуру его кристаллизации вместе с санидином-хозяином при температурах порядка 1000°C . Бадделеит — идеальный минерал для определения U—Pb методом изотопного возраста широкого спектра горных пород: от кимберлитов и карбонатитов, до габбро и базальтов, от тектитов и тагамитов до метеоритов [5]. После обнаружения бадделеита в тиманских трахитах становится привлекательной технически трудная задача по определению изотопного возраста его микронных включений. **Главный итог наших исследований — доказательство существования неизвестного ранее и самого молодого на Тимане позднепалеозойского (!) вулканического платформенного комплекса, образованного субвулканическими телами ультракалиевых и одновременно высокотитанистых санидиновых трахитов — «тиманитов» — с возрастом около 280 млн лет.**

Литература

1. Иванов К.С., Фёдоров Ю.Н., Ронкин Ю.Л., Ерохин Ю.В. Геохронологические исследования Западно-Сибирского нефтегазоносного мегабассейна: итоги 50 лет изучения // Литосфера, 2005, № 3. С. 117–135.
2. Калинин Е.П., Пучков В.Н. Анализ сложно построенного гранито-гнейсового комплекса (Тынаготский район Приполярного Урала) // Докембрий и нижний палеозой Урала: Свердловск, 1978. С. 72–83. (Тр. Ин-та геологии и геохимии УНЦ, 1978. Вып. 135).
3. Кинг Б.К., Сатерленд Д.С. Карбонатитовые комплексы Восточной Уганды // Карбонатиты. М.: Мир, 1969. С. 87–141.
4. Лазебник К.А. Новая ультракалиевая щелочная порода — мурунит // Докл. АН СССР, 1979. Т. 248. № 5. С. 1197–1200.
5. Мальков Б.А., Филиппов В.Н., Швецова И.В. Тиманит — уникальная высокотитанистая ультракалиевая разновидность трахита: Средний Тиман, поздний палеозой // Вестник Ин-та геологии Коми НЦ УрО РАН, 2006, № 2. С. 13–21.
6. Осипова Т.А., Калистов Г.А. Геологическое строение Челябинского гранитоидного плутона на Южном Урале (новые данные) // Происхождение магматических пород: Материалы междунар. (X Всерос.) совещания. Т. 2. Апатиты: КНЦ РАН, 2005. С. 179–181.
7. Семёнов Е.И. Ульвошпинель в титаномагнетитах Хибинского щелочного массива // Тр. Минералогич. музея, 1959. Вып. 9. С. 190–195.
8. Справочник физических констант горных пород. М.: Мир, 1969. 544 с.
9. Ферштатер Г.Б., Беа Ф., Монтеро П. и др. Эволюция палеозойского интрузивного магматизма Среднего и Южного Урала // Литосфера, 2005, № 3. С. 57–72.
10. Holtz F., Sato H., Lewis J., Behrens H., Nokada S. Experimental petrology of 1991–1995 Unzen dacite, Japan. Part I. Phase relations, phase composition and pre-eruptive conditions // J. Petrology, 2005. V. 46. № 2. P. 319–337.
11. White J.C., Ren M., Parker D.F. Variation in mineralogy, temperature, and oxygen fugacity in a suite of strongly peralkaline lavas and tuffs, Pantelleria, Italy // The Canadian Mineralogist, 2005. Vol. 43, pt. 4. P. 1331–1347.

ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ УЛЬТРАКАЛИЕВЫХ ТРАХИТОВ НА ДРЕВНИХ И МОЛОДЫХ ПЛАТФОРМАХ

Б. А. Мальков

Коми государственный пединститут, Сыктывкар

malkov36@mail.ru

На Урале в составе герцинских коллизионных комплексов, представленных в основном гранитами и сиенитами, трахиты неизвестны. Но в других частях герцинского Монголо-Охотского складчатого пояса они изредка всё-таки встречаются. Так, например, на Тянь-Шане в мощной коллизионной зоне в составе триасового Чагатайского комплекса вместе с дайками и трубками карбонатно-силикатных алмазоносных пород присутствуют редкие маломощные (0.5–1.5 м) дайки трахитов [4]. Высокие температуры, свойственные мощным коллизионным зонам, способствовали здесь образованию горячих трахитовых и карбонатитоподобных выплавок в нижних частях утолщённой континентальной коры. Мощные (до 300 м) и протяжённые (до 1–1.5 км) силлообразные тела ультракалиевых трахидацитов и трахириолитов с изохронным U–Pb возрастом 235.4 млн лет выявлены и в пределах Хангилайского рудного узла в Восточном Забайкалье [1, 6]. Эти породы фиксируют завершающий этап коллизионных процессов в пределах герцинской Монголо-Охотской складчатой области. Геохимические особенности данных трахидацитов и трахириолитов подтверждают их существенно коровую природу.

Ближние ультракалиевые аналоги тиманских трахитов присутствуют на Африканской платформе в миоценовых карбонатитовых вулканических комплексах Восточной Уганды. Здесь покровы и дайки ультракалиевых трахитов в основном предшествуют внедрению карбонатитов, но какая-то часть трахитовых даек внедряется всё-таки после них [2]. Ультракалиевые муруниты входят в состав дайковой фации, сопровождающей Мурунский массив мезозойских щелочных пород в западной части Алданского щита [3]. Изотопный возраст мурунитов, определённый K–Ar методом, составляет 114 млн лет. Петрографическое описание мурунитов свидетельствует о том, что это типичные ультракалиевые санидиновые трахиты, аналогичные по минеральному составу, текстуре и структуре тиманским и угандийским трахитам.

Обращает на себя внимание сходство тектонической позиции ультракалиевых трахитов Тимана [5], Алданского щита [3] и Уганды [2]. Они встречаются на древних платформах (Алдан и Уганда) или в эпибайкальских платформенных глыбах (Четласский Камень на Тимане). В фациальном отношении – это покровы, субвулканические тела или приповерхностные интрузии. Несомненная петрографическая уникальность тиманских пород, выражающаяся в сочетании породообразующего калиевого санидина (около 95 об. %) и аксессуарного лейкоксенизированного титаномагнетита с высоким содержанием TiO₂, позволяет именовать их «тиманитами». Эта новая уникальная высокотитанистая разновидность ульт-

ракалиевых трахитов, приближающаяся по своему ультракалиевому химизму и субвулканическим условиям залегания к лейцитовым лавам: вайомингитам и орендитам. Последние (орендиты), несмотря на высокое содержание лейцита, характеризуются практически насыщенным кремнезёмом составом. Они пересыщены щелочами (перщелочные с дефицитом Al₂O₃). Для них, как и для тиманских трахитов, характерно сильно окисленное состояние пород: Fe₂O₃ / (Fe₂O₃+FeO) = 0.6–0.8. От уже известных представителей группы орендитов тиманиты отличаются более высоким содержанием калия, кремнезёма и глинозёма и соответственно пониженным содержанием магния, железа и кальция. Такое различие находит отражение в их минеральном составе: в тиманитах отсутствуют темноцветные минералы, представленные в орендитах оливином, диопсидом и флогопитом, а также отсутствует типичный для орендитов минерал – лейцит.

Высокое содержание TiO₂ в трахитах (1.8–2.6 мас. %) сосредоточено в аксессуарном лейкоксенизированном титаномагнетите и в игольчатых включениях рутила. Ещё более высокое содержание TiO₂ характерно для орендитов (4–6 мас. %), где оно выражается в присутствии флогопита, титаномагнетита и калий-бариевого титаната – прайдерита, ошибочно принимавшегося ранее петрографами за игольчатый рутил.

Что вызвало разогрев и плавление коры под Четласским и Цилемским Камнями на Среднем Тимане в эпоху ранней перми с образованием трахитовых расплавов, пока остаётся загадкой. Но **совпадение простираций трахитовых даек с северо-западным («тиманским») простираением «молодых» (последовонских) зон брекчирования, проявленных в породах байкальского фундамента и палеозойского осадочного чехла, свидетельствует в пользу предположения о фрикционной природе тиманских трахитовых расплавов в зоне герцинских дизъюнктивных деформаций на Тимане.** Складчато-глыбовая структура современного Тимана обычно связывается с киммерийско-альпийской активизацией его древнего байкальского фундамента. Но сейчас становится очевидным, что ей на Тимане предшествовала позднегерцинская фаза деформаций. И это подтверждается изотопным возрастом (270–288 млн лет) ультракалиевых трахитов Среднего Тимана [5]. Наличие позднегерцинских вулканических пород в рассматриваемом регионе даёт нам право ожидать и сопутствующих им проявлений редкометальной или иной минерализации, известных в связи с трахитами и метасоматическими ортоклазитами в других регионах мира. Ортоклазизация, как известно, нередко сопровождается месторождениями железа, ванадия, меди, цинка, золота. Да и сами тима-

ниты представляют пока что не востребовавшее декоративное и редкое по своим качествам высокомодульное («калиевый модуль» K_2O / Na_2O не менее 100) керамическое сырьё, залегающее на поверхности и вблизи от действующего бокситового рудника.

Литература

1. *Абушкевич В.С., Сырицо Л.Ф.* Вещественный состав и химизм пород дайкового комплекса в пределах редкометалльного Хангилайского рудного узла в Восточном Забайкалье // Происхождение магматических пород: Матер. Междунар. (X Всерос.) петрогр. совещ. Т. 2. Апатиты: КНЦ РАН. 2005. С. 7–9.

2. *Кинг Б.К., Сатерленд Д.С.* Карбонатитовые комплексы восточной Уганды // Карбонатиты. М.: Мир, 1969. С. 87–141.

3. *Лазебник К.А.* Новая ультракалиевая щелочная порода — мурунит // Докл. АН СССР, 1979. Т. 248, № 5. С. 1197–1200.

4. *Лапин А.В., Диваев Ф.К., Костицын Ю.А.* Петрогеохимическая типизация карбонатитоподобных пород Чагатайского комплекса Тянь-Шаня в связи с проблемой алмазности // Петрология, 2005. Т. 13, № 5. С. 548–560.

5. *Мальков Б.А., Филиппов В.Н., Швецова И.В.* Тиманит — уникальная высокотитанистая ультракалиевая разновидность трахита: Средний Тиман, поздний палеозой // Вестник Ин-та геологии Коми НЦ УрО РАН, 2006. № 2. С. 13–21.

6. *Сырицо Л.Ф., Абушкевич В.С., Левский Л.К. и др.* Дайки и покровы высокоспециализированных ультракалиевых трахириодацитов в ареалах массивов Li–F гранитов и их роль в генерации магм редкометалльных гранитов // Эволюция петрогенеза и дифференциация вещества Земли: Матер. Междунар. (X Всерос.) петрогр. совещ. Т. 1. Апатиты: КНЦ РАН. 2005. С. 233–237.

СРАВНИТЕЛЬНЫЙ АНАЛИЗ ГЛИНИСТЫХ ПОРОД БАЛЫГЫЧАНСКОГО, АЯН-ЮРЯХСКОГО И ВЕРХОЯНСКОГО БАССЕЙНОВ (СЕВЕРО-ВОСТОК АЗИИ): ДИАГНОСТИКА СКРЫТОЙ ПИРОКЛАСТИКИ И ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ УСЛОВИЙ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ

А. С. Бяков, И. Л. Ведерников

СВКНИИ ДВО РАН, Магадан

abiakov@mail.ru

Вопрос присутствия в мезозоидах Яно-Колымской складчатой области (Северо-Восток Азии) пирокластического материала всегда вызывал повышенный интерес и неоднозначную трактовку разных исследователей. Большинство геологов традиционно считало (и многие считают до сих пор), что породы позднего палеозоя—раннего-среднего мезозоя практически лишены ее. При этом микроскопически пирокластический материал действительно в подавляющем большинстве случаев не выявляется из-за сильной рассланцованности пород. Например, в шлифах сланцеватых аргиллитов из всех стратонев перми Аян-Юряхского и Балыгычанского бассейнов видно, как наложенная система полигональных трещин, прокрашенных углистым веществом, делит породу на микролитоны и полностью маскирует и уничтожает первичные структуры.

В единичных случаях, там, где видна реликтовая структура породы, нами установлено, что основой этой полигональной системы трещин служат частицы девитрифицированного стекла пепловой размерности. Иногда в шлифах аргиллитов наблюдаются оскольчатые, значительно удлиненные, изредка — даже рогульчатые обломочки, но и этот убедительный признак вулканогенной обломочной составляющей стирается даже при умеренном рассланцевании, обычном для глинистых пород перми.

Интересные реликты пепловых структур удалось наблюдать в диамиктитах атканской свиты Аян-Юряхского бассейна [4]. В некоторых шлифах в матриксе диамиктитов, представленном неслоистой алеврито-глинистой массой, за крупными компетентными включениями в так называемых теневых двориках (двориках Core) частично сохраняется его реликтовая структура (рис. 1, а). В этом случае видны рассеянные в матриксе (10–20 %) столбчатые и рогульчатые пепловые частицы. В шлифе они имеют вид изогнутых палочек (0.01×0.1 мм), петелек, трехлучевых и четырехлучевых звездочек, серпиков (рис. 1, г). Частицы выполнены яснокристаллическим кварцем, иногда встречаются таблички плагиоклаза, меньшая часть сложена карбонатом. В некоторых шлифах в диамиктитах на участках с хорошо сохранившейся пепловой структурой отчетливо видно сложение матрикса из отдельных стекловатых обломков с неправильными рваными краями (рис. 1, б, в).

Такие же реликты пепловых структур встречаются и в других стратиграфических подразделениях по всему пермскому разрезу Аян-Юряхского бассейна. Этот феномен характерен практически для всех стратонев и других пермских бассейнов юго-восточной части Яно-Колымской складчатой системы — Балыгычанского, Охотского и Нявленгинского. Присутствие в двух последних на некоторых стратиграфи-

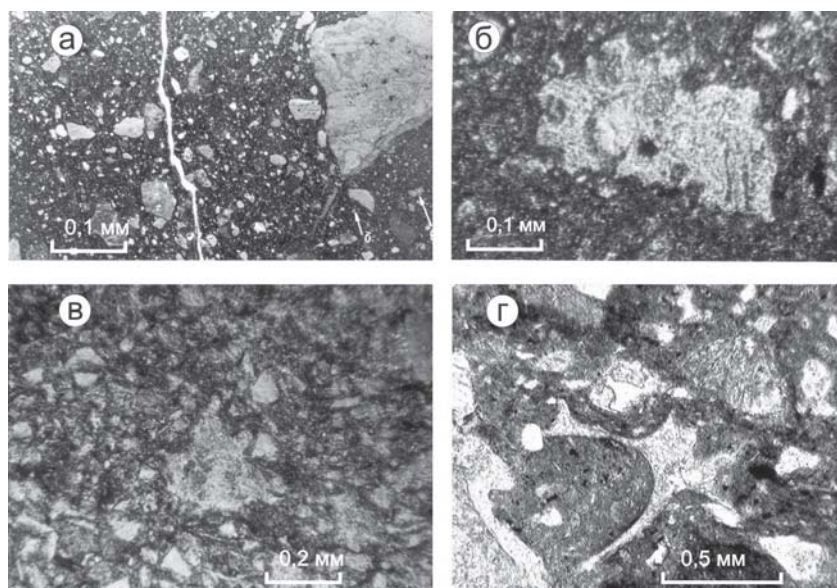


Рис. 1. Реликты пепловой структуры в диамикритах, по [4]: а – шлиф 124-к/ИВ-85 (руч. Брошенный, Центральная часть Аян-Юряхского антиклинория), без анализатора. В теневой зоне, возникшей за обломком разнозернистого альбитофира, отмечены пирокласты девитрифицированного стекла, сохранившие свою первоначальную форму; б, в – те же пирокласты девитрифицированного стекла при большем увеличении. Видны неровные лапчатые и заливчатые края; г – шлиф 4-5-е-2/ИВ-85 (руч. Титан, северо-восточное обрамление Охотского массива). Пепловая рогулька на участке с сохранившейся реликтовой структурой в матриксе диамикрита.

ческих уровнях четко диагностированных разнообразных вулканитов (в том числе и лав кислого, среднего и основного составов) позволяет предполагать, что в рассланцованных глинистых породах пирокластический материал распространен гораздо более широко, чем это видно непосредственно в шлифах. Источником этого материала, очевидно, служила Охотско-Тайгоноская вулканическая дуга (ОТВД), действие которой особенно активно проявилось в пермском периоде и завершилось на рубеже перми и триаса. Существование этой дуги находит в последнее время все большее подтверждение [3–5].

В то же время никаких реликтов пирокластике в шлифах из **нижнетриасовых толщ** Аян-Юряхского и других бассейнов найти не удалось.

В результате проведенных нами исследований химического состава пород перми и триаса Аян-Юряхского бассейна довольно неожиданно выяснилось, что глинистые разности пермских пород имеют аномально высокое содержание кремнезема (в среднем 73.4 масс. % в пересчете на нерастворимый остаток) в отличие от обычных глинистых сланцев (58 % кремнезема [9]). В то же время, триасовые отложения Аян-Юряхского бассейна характеризуются гораздо более низким, по сравнению с пермскими, содержанием SiO_2 – около 60 %.

Для получения статистически надежных данных нами был проведен массовый химический анализ глинистых пород пермских (328 проб) и триасовых (30 проб) на три компонента (SiO_2 , Na_2O , K_2O), оказавшийся весьма информативным и полностью подтвердивший установленную закономерность [8]. Средние содержания SiO_2 пермских пород составили 64.67 %, триасовых – 60.0 %. Сумма Na_2O и K_2O – соответственно, 5.84 % и 5.10 %. Сходные результаты были получены и по Балыгычанскому бассейну в целом [1]. Здесь среднее содержание кремнезема в пермских

породах (101 проба) составило 64.4 %, а в триасовых (14 проб) – 62.3 %, содержание щелочей – соответственно 5.41 и 4.19 %. Несколько отличные, но в целом сходные результаты зафиксированы и для Оротуканской части Балыгычанского бассейна [6]. Среднее содержание кремнезема в пермских породах (53 пробы) здесь 66 %, в триасовых (44 пробы) – 58.37 %, содержание щелочей – соответственно 5.73 и 5.28 %. Следует отметить, что все изученные отложения накапливались в глубоководных обстановках континентального склона или его подножия [1, 2].

Высокие содержания кремнезема в анализах (при низком содержании обломочного кварца) в пермских породах, учитывая довольно широкое распространение вулканитов в ряде изученных бассейнов, было интерпретировано нами как свидетельство большого содержания в них пелитизированной кислой витрокластики [8].

В этой связи представляется интересным сравнить полученные результаты с данными по западному и южному секторам Верхоянского бассейна, формирование которого, как известно, было связано с пассивной континентальной окраиной Северо-Азиатского кратона. К сожалению, такой же представительной выборки анализов в нашем распоряжении здесь не оказалось; тем не менее, мы попытались использовать для решения поставленной задачи некоторые доступные нам материалы.

Характеристика пород западного сектора Верхоянского бассейна основана на данных по 6 образцам аргиллитов нижнего триаса и 18 пермским образцам аргиллитов, любезно предоставленных Р. В. Кутыгиным (ИГАБМ СО РАН). Эти материалы были получены во время изучения опорных разрезов по р. Хальпирки. Глинистые породы южного сектора Верхоянского бассейна (р. Сеторым, басс. р. Восточная Хандыга) представлены собственными 22 силикатными

анализами аргиллитов нижнего триаса и шестью анализами верхнепермских пород (в том числе, использованы три анализа пород верхней перми, приведенные в работе [10]). Обстановки осадконакопления были здесь, очевидно, более мелководными по сравнению с Аян-Юряхским и Балыгчанским бассейнами и в целом соответствовали шельфу.

Имеющиеся массивы данных были вынесены на диаграмму $\text{SiO}_2\text{--Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ (рис. 2), которая наглядно демонстрирует закономерные отличия рассматриваемых литохимических характеристик как пермских, так и триасовых пород в разных бассейнах. На диаграмме видно, что положение полей фигуративных точек аргиллитов западного сектора Верхоянского

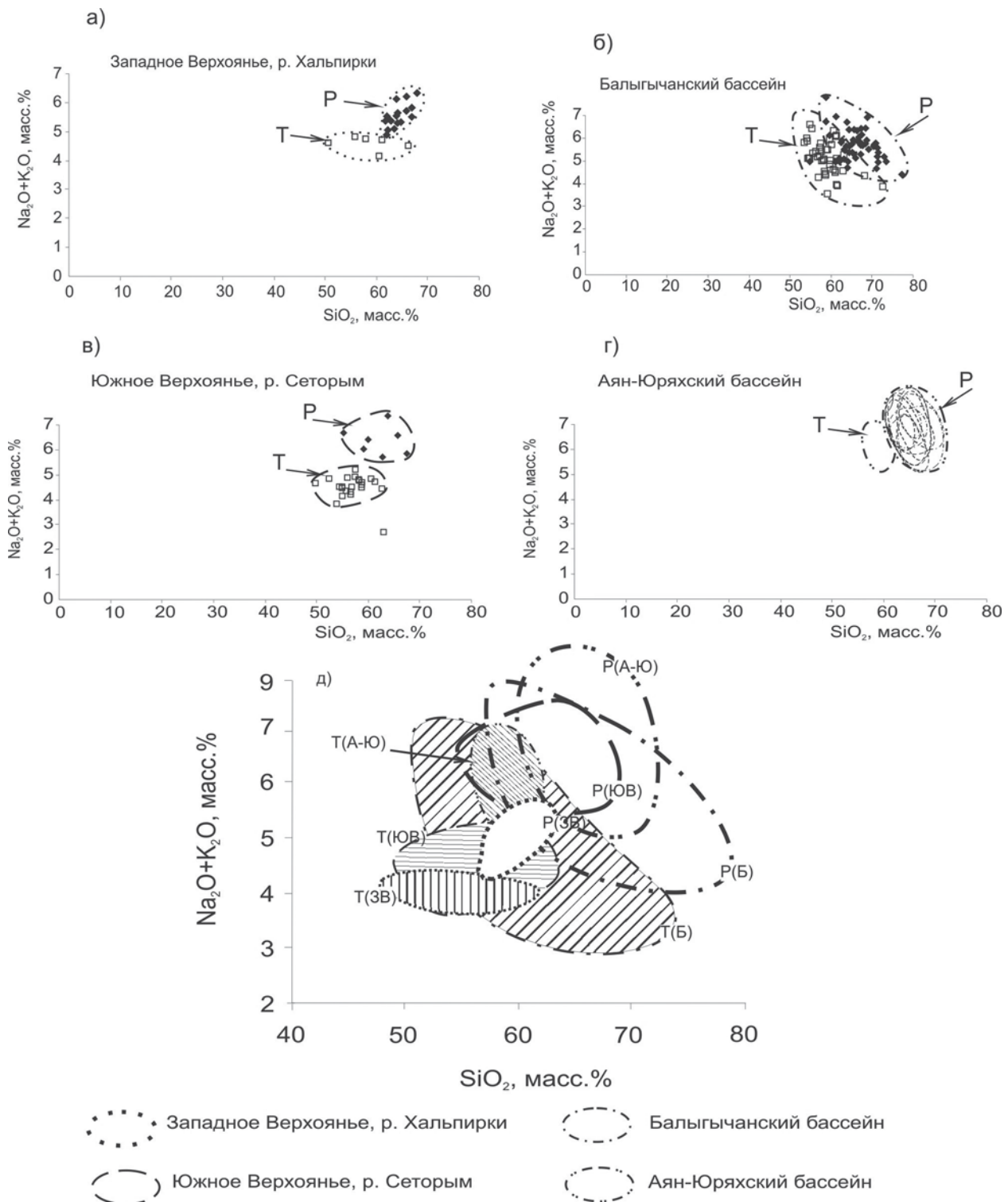


Рис. 2. Поля фигуративных точек пермских и триасовых аргиллитов на диаграмме $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}\text{--SiO}_2$ для разрезов: а — Западного Верхоянья (р. Хальпирки), б — Балыгчанского бассейна, в — Южного Верхоянья (р. Сеторым), г — Аян-Юряхского бассейна, д — всех четырех районов. Фигуративные точки пермских аргиллитов обозначены квадратами, триасовых — ромбами. На рис. д буквами обозначены пермские (Р) и триасовые (Т) аргиллиты: (А-Ю) — Аян-Юряхского, (Б) — Балыгчанского, (ЗВ) — западного сектора Верхоянского, (ЮВ) — южного сектора Верхоянского бассейнов

бассейна значительно отличаются от соответствующих полей Аян-Юряхского и Балыгычанского бассейнов, а породы южного сектора Верхоянского бассейна характеризуются гораздо меньшими отличиями.

В целом такое распределение рассматриваемых особенностей литохимических характеристик можно вполне логично объяснить некоторым понижением содержания синхронного пирокластического материала в южном секторе Верхоянского бассейна по сравнению с Аян-Юряхским и Балыгычанским и практическим его отсутствием в западном секторе Верхоянского бассейна. Этот феномен хорошо согласуется с палеотектоническим положением и геодинамической природой сравниваемых бассейнов.

Аян-Юряхский и Балыгычанский бассейны являются задуговыми по отношению к ОТВД, а Верхоянский связан с пассивной окраиной Северо-Азиатского кратона [7]. Значительное содержание пирокластического материала в южном секторе Верхоянского бассейна может быть легко объяснено влиянием ОТВД, активно поставившей сюда пирокластику [10].

Работа выполнена при поддержке РФФИ и ДВО РАН, проекты №№ 11-05-98569-р_восток, 12-05-98556-р_восток, 12-III-A-08-189.

Литература

1. *Бяков А.С.* Пермские отложения Балыгычанского поднятия. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2004. 87 с.

2. *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.

3. *Бяков А.С., Ведерников И.Л.* Пермские задуговые бассейны Охотско-Тайгоносской вулканической дуги (Северо-Восток Азии): седиментологические и палеогеографические реконструкции // 44 Тектонич. совещ. «Осадочные бассейны и геологические предпосылки прогноза новых объектов перспективных на

нефть и газ», (Москва: 31 янв.—3 февр. 2012). М.: МГУ, 2012. (В печати).

4. *Бяков А.С., Ведерников И.Л., Акинин В.В.* Пермские диамиктиты Северо-Востока Азии и их вероятное происхождение // Вестник СВНЦ ДВО РАН. 2010. № 1. С. 14—24.

5. *Бяков А.С., Ведерников И.Л., Иванов Ю.Ю., Колесов Е.В.* Пермские отложения Балыгычанского задугового бассейна (Армано-Вилигинская складчатая зона, Северо-Восток Азии): новые данные // Геологические процессы в обстановках субдукции, коллизии и скольжения литосферных плит: Матер. Всерос. конф. с международ. участием (Владивосток: 20—23 сент. 2011). Владивосток: Дальнаука, 2011. С. 67—68.

6. *Бяков А.С., Лунева К.А.* Литохимические особенности пермских и триасовых пород Оротуканской части Балыгычанского бассейна (Северо-Восток России): интерпретация геодинамических условий осадконакопления // Литохимия в действии: Матер. Второй всерос. школы по литохимии (Сыктывкар: 13—17 марта 2006). Сыктывкар: Геопринт, 2006. С. 47—50.

7. *Бяков А.С., Проккопьев А.В., Кутыгин Р.В. и др.* Геодинамические обстановки формирования пермских седиментационных бассейнов Верхояно-Колымской складчатой области // Отечественная геология. 2005. № 5. С. 81—85.

8. *Ведерников И.Л., Бяков А.С.* Некоторые литохимические особенности отложений перми и нижнего триаса Аян-Юряхского антиклинория (Северо-Восток России) по данным трехкомпонентного (SiO_2 , K_2O , Na_2O) анализа // Литохимия в действии: Матер. Второй всерос. школы по литохимии (Сыктывкар: 13—17 марта 2006). Сыктывкар: Геопринт, 2006. С. 51—52.

9. *Петтиджон Ф.* Осадочные породы. М.: Недра, 1981. 751 с.

10. *Проккопьев А.В., Ивсен Г.В.* Реконструкции источников поступления пирокластического материала в пермско-раннетриасовый бассейн Южного Верхоянья (Северо-Восток Азии) по данным литохимии // Отечественная геология. 2008. № 5. С. 119—127.

КАРБОНАТИТОВЫЙ ПЕПЕЛ В НИЖНЕОРДОВИКСКИХ ОТЛОЖЕНИЯХ УРАЛА

В. Г. Кориневский

Институт минералогии УрО РАН, Миасс

vgkor@mineralogy.ru

Песчанистые известняки нижнего ордовика на юге казахстанской части Сакмарской зоны Урала в трех пунктах (рис. 1) содержат обломки кристаллов флогопита и рихтерита и их сростков. Эти минералы были выделены нами при растворении в разбавленной уксусной кислоте образцов пород, содержащих многочисленные остатки макро- и микрофауны позднего тремадока—аренига [1].

Диагностика кристаллов флогопита и рихтерита основана на данных микронзондового химического анализа, оптических и рентгеновских характеристиках, физических свойствах минералов [1]. По составу эти минералы аналогичны таковым из карбонатитов Ильменских и Вишневых гор Урала. Рихтерит и флогопит во вмещающих их известняках слагают незначительный объем обломочной примеси, минералы которой (кварц, полевые шпаты, глауконит, ильменит, магнетит, хромшпинелиды, пироксен, апатит, пирит, фрагменты вулканитов и т. п.) часто несут признаки окатанности. Характерной же особенностью флогопита и рихтерита является то, что они всегда представлены спайными, угловатыми осколками



Рис. 1. Места отбора карбонатных пород нижнего ордовика, содержащих обломки кристаллов рихтерита и флогопита. Казахстанская часть Сакмарской зоны Южного Урала. Косесестекский район Актыубинской области: 1 — обн. В-605-15, верховья р. Акбулаксай; 2 — обн. Г-30-6, правобережье р. Косесестек у Каргалинского водохранилища; 3 — обн. В-666, левобережье р. Жаксы-Каргалы

(рис. 2), что исключает возможность их терригенного происхождения.

По преобладающему сейчас мнению, ранний ордовик — это время раскола окраины Восточно-Европейской плиты и заложения Уральско-палеоокеанического бассейна. Это зафиксировано накоплением рифтогенной кидрясовской формации, в составе которой, помимо терригенных пород с прослоями известняков, где сохранились осколки рихтерита и флогопита, присутствуют большие объемы толеитовых базальтов повышенной щелочности, местами со значительными количествами ниобия, многочисленные тела трахиандезитов и риолитов. По аналогии с другими древними и современными рифтовыми зонами, в такой обстановке логично предполагать проявления здесь и карбонатитового магматизма, в том числе и вулканизма. В данном случае нахождение среди морских осадков нижнего ордовика сростков рихтерита с красно-коричневым флогопитом с обратной схемой абсорбции (тетраферрифлогопитом), столь типичных для многих карбонатитов мира, находит свое объяснение: «Выдержанность состава и облика обломков рихтерита и флогопита, их остроугольная форма, близкий размер поперечника зерен, одновозрастность вмещающих их пород, различное содержание их в удаленных местонахождениях приводят к мысли о том, что эти минералы попали на дно раннеордовикского бассейна как осадки из пепловой тучи» [1, с. 81].

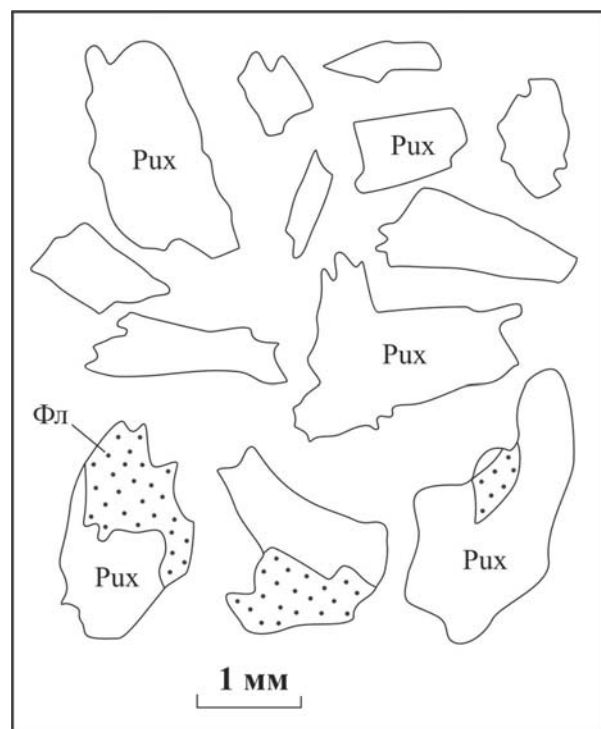


Рис. 2. Угловатые очертания обломков кристаллов рихтерита (Rux), флогопита (Фл) и их сростков. Зарисовка по фотографии

Находки флогопита и рихтерита в известняках нижнего ордовика располагаются в пределах меридиональной полосы (рис. 1), с расстоянием между крайними точками находок около 50 км; при этом количество зерен флогопита и рихтерита в известняках последовательно уменьшается в направлении с севера на юг. Заметим, что основные проявления карбонатитового магматизма на Урале находятся севернее описываемого участка — в Вишневых и Ильменских горах. Видимо, там и располагался карбонатитовый вулкан, породивший пепловую тучу.

Приведенные сведения о находке флогопита и рихтерита в осадках нижнего ордовика Южного Урала сейчас приобретают особое значение в связи с новейшими геохронологическими данными по карбонатитам Урала, согласно которым их возраст колеблется в широком интервале от 600 до 388 млн. лет. Обнаруженный нами пепел карбонатитов залегает в

породах на границе тремадок/арениг, что соответствует возрасту 488 млн. лет [2]. С учетом вариабельности приведенных выше цифр изотопного возраста карбонатитов Урала, возможно, это и есть возраст наиболее древнего типа карбонатитов, которые формировались при расколе континентальной коры на начальных рифтогенных стадиях развития палеоокеанической структуры и генетически связаны с ультраосновной-щелочной формацией.

Литература

1. Кориневский В. Г. Значение находок сростков рихтерита и флогопита в нижнеордовикских отложениях Южного Урала // Уральский минералогический сборник № 1. Екатеринбург: УрО РАН, 1993. С. 75–82.

2. Харленд У. Б., Кокс А. В., Ллевеллин П. Г. и др. Шкала геологического времени. М.: Мир, 1985. 140 с.

ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ И ПРОБЛЕМА ДИАГНОСТИКИ ОРДОВИКСКИХ И ДЕВОНСКИХ ВУЛКАНИТОВ В МИНУСИНСКО-АГУЛЬСКОМ СЕКТОРЕ АЛТАЕ-САЯНСКОЙ РИФТОВОЙ ОБЛАСТИ

А. А. Воронцов¹, Г. С. Федосеев^{2,3}, О. Ю. Перфилова⁴, А. В. Травин²

¹Институт геохимии СО РАН, Иркутск;

²Институт геологии и минералогии СО РАН,

³Новосибирский государственный университет, Новосибирск;

⁴Сибирский федеральный университет, Красноярск

voron@gmail.com

В истории формирования континентальной коры Алтае-Саянской складчатой области выделяются две крупные эпохи. В раннюю венд-кембрийскую эпоху широко проявились аккреционные процессы, развившиеся в причленении фрагментов островных дуг, задуговых бассейнов, океанических островов и микроконтинентов к юго-западному обрамлению Сибирской платформы. В позднюю ордовик-девонскую эпоху новообразованная кора эволюционировала в обстановке тыловой части континентальной окраины: в позднем ордовике и самом начале силура — активной, на протяжении большей части силурийского периода — пассивной и в раннем-среднем девоне — снова активной. В этот период происходило формирование вулканических и субвулканических ассоциаций разного состава и осадочных толщ, залегающих с разрывом и структурным несогласием на венд-кембрийских отложениях.

Такие породные комплексы широко распространены в Минусинско-Агульском секторе как внутри наложенных прогибов, так и в их горном складчатом обрамлении. Вместе с Рыбинской впадиной этот сектор представляет собой северное звено Алтае-Саянской рифтовой области [2] и при-

влекает внимание тем, что в его пределах, согласно геохронологическим данным, распространены разновозрастные вулкано-субвулканические ассоциации. Так, статистически выделяются позднеордовикско-раннесилурийский (450–440 млн. лет) и ранне-среднедевонский (410–390 млн. лет) частотные максимумы, которые можно связать с соответствующими этапами магматической активности (рис. 1, 2).

Особенностью первого этапа является широкое распространение умеренно-щелочных дифференцированных вулканических ассоциаций, включающих умеренно-щелочные базальты, трахиандезиты, трахиты, трахидациты, трахириолиты, переслаивающиеся с горизонтами бомбовых и лапиллиевых туфов, туфобрекчий и лавобрекчий различного состава, а также с осадочными толщами. Такие же ассоциации, а, кроме того, дайки и силлы умеренно-щелочных долеритов, формируются на втором этапе. Вулканы разных этапов характеризуются фациальной изменчивостью по площади и отсутствием индикаторных геологических признаков, что затрудняет оценку изменения объемов и состава магматических расплавов во времени.

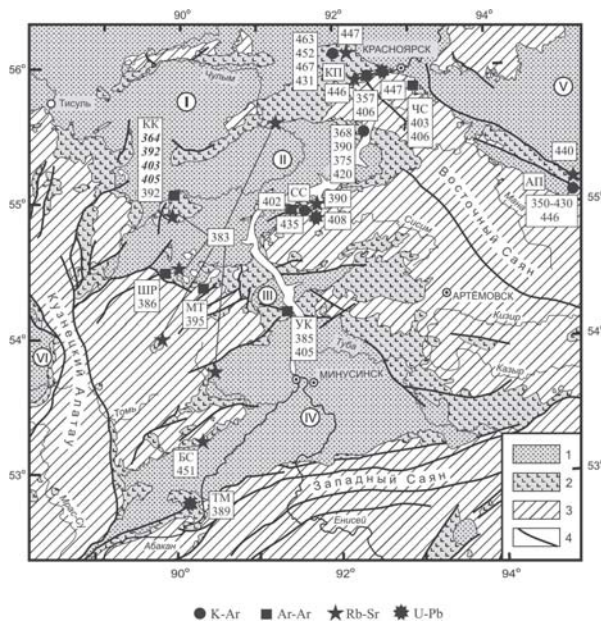


Рис. 1. Местоположение точек опробования для геохронологических исследований вулканических и субвулканических пород Минусинско-Агульского сектора.

1 — осадочные отложения D_2-C ; 2 — вулканиты O_2-D ; 3 — доордовиковский фундамент; 4 — тектонические нарушения. Впадины и прогибы: I — Назаровская, II — Чебаково-Балахтинская, III — Сыда-Ербинская, IV — Минусинская, V — Рыбинская, VI — Кузнецкий. Знаками и буквами обозначены места опробования и методы геохронологических исследований пород. ЧС — Черная Сопка, КК — Копьевский купол, КП — Красноярское поднятие, СС — Сисим, ШР — Ши́ра, УК — Усть-Кокса, ТМ — Тимиртасская синклинали, БС — Большие Сыры. АП — Агульский прогиб. Цифры в прямоугольниках — возраст (млн лет): курсив — неопубликованные авторские данные, остальные — по данным [1, 3-9]. КВ — Красноярское водохранилище

Литература

1. Бабин Г.А., Владимиров А.Г., Крук Н.Н. и др. Возраст заложения Минусинских впадин (Южная Сибирь) // Докл. РАН. 2004. Т. 395. № 3. С. 367–370.
2. Воронцов А.А., Ярмолюк В.В., Федосеев Г.С. и др. 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.
3. Зубков В.С., Пахольченко Ю.А., Сандиминова Г.П. и др. Рубидий-стронциевый возраст и генезис щелочных оливиновых базальтов Минусинской системы впадин // Доклады АН СССР, 1986. Т. 290. № 4. С. 960–963.
4. Крук Н.Н., Бабин Г.А., Владимиров А.Г. и др. “Девонотипный” магматизм Восточного Саяна (по дан-

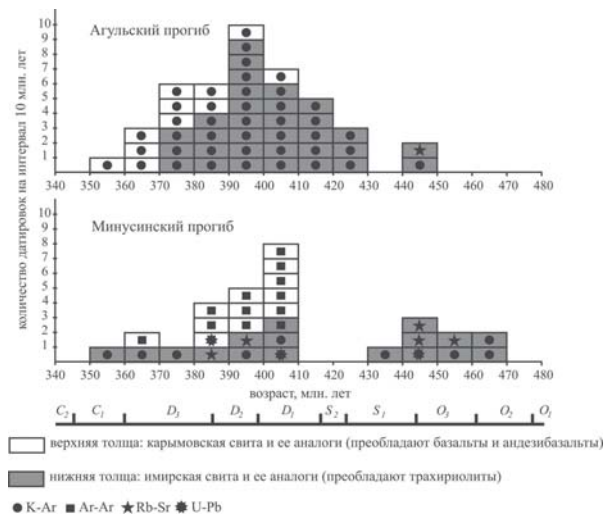


Рис. 2. Гистограмма распределения К-Аг, Аг-Аг, Rb-Sr и U-Pb датировок вулканических и субвулканических пород в Минусинско-Агульском секторе

ном U—Pb изотопных исследований) // Петрология магматических и метаморфических комплексов. Томск: ТПИ. 2002. Т. 1. С. 189–193.

5. Лавренчук А.В., Изох А.Э., Поляков Г.В. и др. Черносопкинский тешенит-сиенитовый комплекс северо-западной части Восточного Саяна — одно из проявлений раннедевонского плюмового магматизма // Геол. и геофизика. 2004. Т. 45. № 6. С. 663–677.

6. Перфилова О.Ю., Махлаев М.Л., Сидорас С.Д. Ордовикская вулканоплутоническая ассоциация в структурах горного обрамления Минусинских впадин // Литосфера. 2004. № 3. С. 137–152.

7. Рублев А.Г., Шергина Ю.П., Берзон Е.И. и др. Изотопный возраст палеозойских вулкаников Красноярского поднятия и проблема стратиграфии быскарской серии // Отечест. геология. 1999. № 3. С. 47–54.

8. Смагин А.Н., Тетерюк В.К., Ножкин А.Д. Обоснование девонского возраста вулканогенных пород и гранитоидов Агульского прогиба (Восточный Саян) // Магматические комплексы складчатых областей юга Сибири. — Новосибирск: Наука, 1981. С. 118–128.

9. Федосеев Г.С., Ратанов Л.С., Травин А.В. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирование силловых комплексов и вулкаников Минусинского межгорного прогиба (Западная Сибирь) // Изотопная геохронология в решении проблем геодинамики и рудогенеза. СПб: ЦИК. 2003. С. 518–521.

**ДИАГНОСТИКА ДРЕВНИХ (МЕТАМОРФИЗОВАННЫХ)
ВУЛКАНИТОВ И ТУФФОИДОВ**

НЕОАРХЕЙСКАЯ ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНАЯ АССОЦИАЦИЯ МИХАЙЛОВСКОЙ СТРУКТУРЫ КУРСКОЙ ГРАНИТ-ЗЕЛЕНОКАМЕННОЙ ОБЛАСТИ: РЕКОНСТРУКЦИЯ УСЛОВИЙ ФОРМИРОВАНИЯ ПО ПЕТРОХИМИЧЕСКИМ ДАННЫМ

М. В. Рыборак, А. Ю. Альбеков

Воронежский государственный университет, Воронеж

maximm.r@gmail.com

Объектом исследования являются неoarхейские метакоматиит-базальты Михайловской структуры Льговско-Ракитнянского (Белгородско-Михайловского) зеленокаменного пояса Курской (КМА) гранит-зеленокаменной области (ГЗО). Формирование пояса связывают с неoarхейским внутриплитным рифтогенезом [1, 2]. Целью исследования является определение генетической природы и реконструкция условий формирования вулканогенно-осадочных пород нижней части разреза зеленокаменного пояса.

В строении неoarхейской ассоциации Курской ГЗО выделяется две толщи: нижняя (александровская свита михайловской серии), представленная коматиит-базальтовой ассоциацией, метаморфизованной преимущественно в условиях зеленосланцевой фации и верхняя (лебединская свита михайловской серии), сложенная метабазаальт-андезит-дацит-риолитами [3–5]. Михайловская структура (рис. 1) имеет блоковое строение, на эрозионную поверхность кристаллического фундамента выведены различные уровни разреза зеленокаменной ассоциации.

Западная часть структуры представляет собой наиболее глубинную часть разреза, сложенную метакоматиитами и метабазаальтами, слагающими чередующиеся потоки мощностью от первых метров до первых десятков метров. Метакоматииты, по петрохимическим параметрам относимые к Al-деплегированному типу, представлены серпентинитами и тремолит-актинолититами — массивными, темно-серыми с зеленоватым оттенком породами, с мелко- или среднезернистой структурой, пятнистой текстурой. Метабазаальты толеитовой серии распространены значительно шире и представлены амфиболитами, микроамфиболитами, амфиболовыми сланцами, плагиоклаз-биотитовыми, плагиоклаз-кварц-биотитовыми ортосланцами.

Восточная часть структуры также содержит метакоматииты, однако здесь преобладают метабазаальтоиды толеитовой серии, представленные амфиболитами, сланцами обычно амфибол-кварцевыми, в меньшей степени кварц-плагиоклаз-биотитовыми, серицит-хлорит-кварцевыми и кварцитоподобными. По петрохимическим параметрам эти породы отвечают широкому ряду составов: пикритами, ультраосновным и основным пикробазальтам, базальтам, андезибазальтам, трахиандезибазальтам, андезитам, дацитам и риодацитам.

Южная часть структуры, отличающаяся наибольшим разнообразием пород, включает петрографические разновидности всех перечисленных выше серий, и характеризуется широким развитием интрузивных образований. По петрохимическим параметрам вы-

деляются: коматииты, коматиитовые базальты, базальты, андезиты, дациты и риолиты, как толеитовой, так и известково-щелочной серий.

При реконструкции генезиса вулканогенно(толеит-коматиитовой)-осадочной зеленокаменной толщи александровской свиты в работе использовались как петрографические (макро- и микро-) методы разделения орто- и парапород, так и петрохимические. При использовании петрохимических методов лучшие результаты были получены при интерпретации 192 силикатных анализов с помощью диаграммы F–A–K А. А. Предовского [6] (рис. 2).

Реконструкция первичной природы пород **западной части** Новоялтинско-Михайловской структуры указывает на их магматическое происхождение — фигуративные точки составов ложатся в область поля пород основного состава на границе с полями, соответствующими ультраосновным породам, а также туфов с основным и ультраосновным материалом.

Расположение фигуративных точек составов пород **восточной части** исследуемой территории в области основных—ультраосновных магматических пород, а также в поле выветрелых основных и ультраосновных пород, мелановакк и глин свидетельствует о низкой степени химической зрелости кор выветривания, что характерно для областей со значительно расчлененным рельефом. Единичные точки попадают в поле туфов с основным и ультраосновным материалом. Следовательно, реконструкция первичной природы пород востока Новоялтинско-Михайловской структуры указывает на их формирование в результате как магматической деятельности, так и процесса выветривания и седиментации.

Фигуративные точки составов пород **южной части** структуры располагаются в поле магматических пород основного состава, на границе областей мелановакк и смешанных продуктов глубокого выветривания основных и ультраосновных пород, а также в полях гидрослюдистых и монтмориллонитовых глин. Характерно, что сланцы, кварцитоподобные породы и кварциты, по химическому составу соответствующие средним и кислым магматическим образованиям, попадают в поля пород осадочного происхождения, представляющих собой продукты различных стадий процесса выветривания и перетотложения материала магматических пород основного—ультраосновного состава

Таким образом, на различных этапах формирования позднеархейской вулканогенно-осадочной ассоциации северной части Льговско-Ракитнянского зеленокаменного пояса преобладали различные

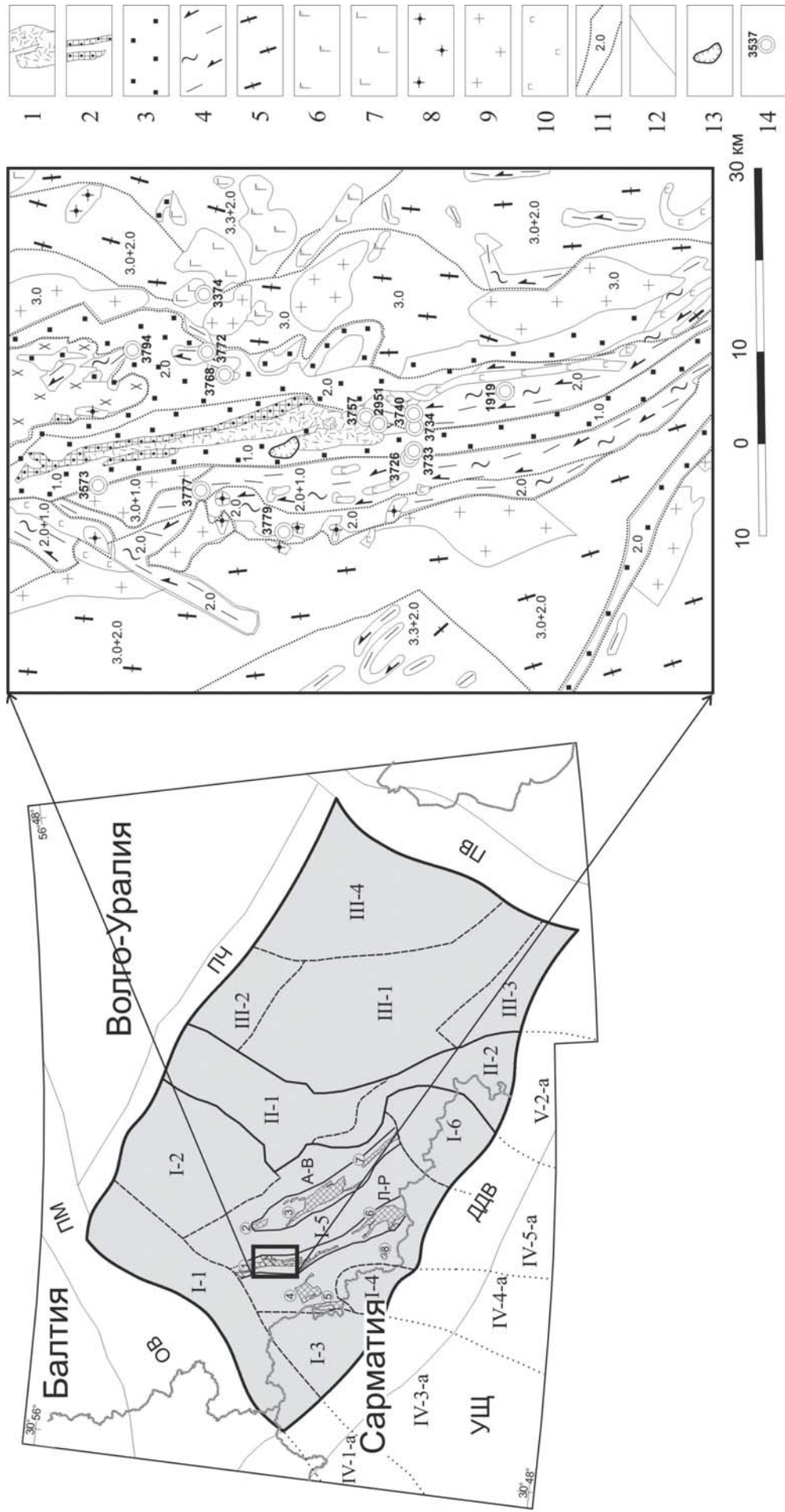


Рис. 1. Схема геологического строения Михайловской структуры Лговско-Ракитнянского зеленокаменного пояса (по В. М. Жмакину, 1988).

Условные обозначения: 1–5 – супракрупстальные образования: 1 – роговская серия: сланцы, метапесчаники, карбонатные породы; 2 – курбакинская свита: вулканогенно-осадочные, терригенные, вулканогенные образования; 3 – курская серия: метаконгломераты, метапесчаники, сланцы, железистые кварциты; 4 – михайловская серия; александровская свита: метакоматиты, метавулканиды основного состава, сланцы; лебединская свита: вулканогенно(базальт-андезит-дацит-риолиты)-осадочные образования; 5 – обоянская серия: плагиогнейсы, мигматиты, амфиболиты; 6–10 – интрузивные образования: 6 – палеопротерозойские габброиды, 8 – неоярхейские и палеопротерозойские субщелочные гранитоиды, 9 – неоярхейские плагиограниты, 10 – неоярхейские метаморфиты-ультрамафиты; 11 – границы областей региональных метаморфизмов умеренных давлений (по И. П. Лебедеву, 1999): 1.0 – фация зеленых сланцев, 2.0 – фация мусковит-староюрловских сланцев (эпидотовых амфиболитов), 3.0 – фация биотит-силлиманитовых гнейсов (амфиболитовой), 3.0+2.0 – полиметаморфические образования, порядок символов соответствует временной последовательности метаморфизма; 12 – геологические гра- ницы; 13 – контур карьера Михайловского ГОКа; 14 – скважины, вскрывающие породы докембрийского фундамента.

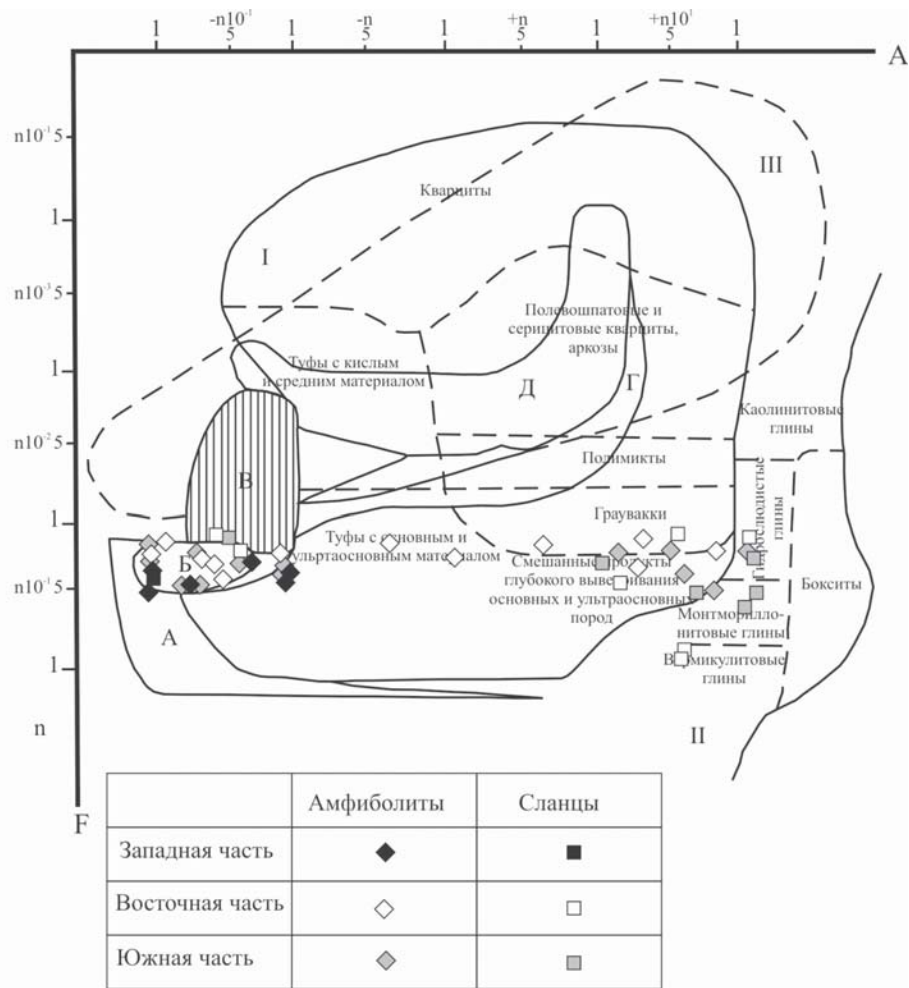


Рис. 2. Положение фигуративных точек составов пород коматиит-базальтовой ассоциации Михайловской структуры Курской ГЗО на диаграмме F–A (фрагмент диаграммы F–A–K [6]). $A = Al_2O_3 - (CaO^* + K_2O + Na_2O)$, где $CaO^* = CaO - CO_2$; $K = K_2O - Na_2O$; $F = (FeO + Fe_2O_3 + MgO)/SiO_2$. Поля составов изверженных пород: А – ультрабазиты, Б – базиты, В – сиениты, трахиты, Г – диориты, плагиограниты, дациты, Д – граниты, риолиты. Поля составов вулканогенно-осадочных пород: I – зернистые осадочные и смешанные породы, II – пелиты, III – хомогенные силициты.

типы литогенеза: для ранней стадии характерны исключительно магматические процессы, с формированием вулканогенной толщи коматиитов и толеитовых базальтов. Позднее, наряду с излияниями лав основного и ультраосновного состава, в условиях расчлененного рельефа формировались незрелые коры выветривания. На протяжении всего периода формирования нижней зеленокаменной толщи роль эксплозивного вулканизма была незначительной. Средние и кислые породы нижней толщи зеленокаменной ассоциации сформировались в результате переотложения материала кор выветривания, вероятно, при слабо проявленной осадочной дифференциации.

Литература

1. Чернышов Н.М., Ненахов В.М., Лебедев И.П. и др. Модель геодинамического развития Воронежского кристаллического массива в раннем докембрии // Геотектоника, 1997. №3. С. 21–30.
 2. Чернышов Н.М., Ненахов В.М. Геодинамические и минерогенетические ряды в общей модели эволюции докембрийской литосферы (на примере ВКМ) // XVI Международная конференция «Структура, свойства,

динамика и минерогенетия литосферы Восточно-Европейской платформы». Воронеж: ВГУ, 2010, Т. 2. С. 319–326.
 3. Горбунов Г.И., Зайцев Ю.С., Чернышов Н.М. Основные черты стратиграфии и магматизма Воронежского кристаллического массива // Сов. геол., 1969. № 10. С. 8–25.
 4. Крестин Е.М. Позднеархейские коматииты и интрузивные гипербазиты в докембрии КМА, их петрологии и металлогения // Петрология и корреляция кристаллических комплексов Восточно-Европейской платформы. Киев. Наук. думка, 1979. С. 72–74.
 5. Чернышов Н.М., Бочаров В.Л. К проблеме петрологии и металлогении вулканоплутонических ассоциаций основного-ультраосновного магматизма докембрия Воронежского кристаллического массива // Вопросы петрологии и металлогении докембрия Воронежского кристаллического массива. Воронеж: ВГУ, 1974. С. 33–35.
 6. Предовский А.А. Геохимическая реконструкция первичного состава метаморфизованных вулканогенно-осадочных образований докембрия. Апатиты: КолГИ, 1970. 115 с.

РЕКОНСТРУКЦИЯ ПЕРВИЧНОЙ ПРИРОДЫ АМФИБОЛИТОВ СЕРИИ АТОМФЬЕЛЛА (ПОЛУОСТРОВ НЮ ФРИСЛАНД, АРХИПЕЛАГ ШПИЦБЕРГЕН)

А. Н. Сироткин

Полярная морская геологоразведочная экспедиция, Ломоносов

pechenga-67@yandex.ru

Полуостров Нью Фрисланд — один из районов Шпицбергена с выходами древнего фундамента. Его западная часть (160×30 км) сложена породами серии Атомфьелла. Они формируют структуру первого порядка — антиклинорий Западного Нью Фрисланда, который осложнен структурами более высоких порядков, самая крупная из них — антиклиналь Атомфьелла [2, 5]. Ее ширина до 15 км, строение асимметричное: западное крыло — до 70°, а восточное — 20–50°. Породы серии метаморфизованы в условиях амфиболитовой фации андалузит-силлиманитового типа метаморфизма [5]. Возраст метаморфизма установлен U-Pb и Pb-Pb методами по цирконам из анатектических гранитоидов: 1700–1800 млн лет [7, 8 и др.].

Серия Атомфьелла сложена хорошо стратифицированной толщей, представленной (снизу вверх) свитами [2, 5]: Эсколабреен (мощность 1500 м), Смутсбреен (1200 м), Харкербреен (2500 м), Риттерватнет (500 м), Бангенхук (2000 м), Вассфарет (600 м), Сербреен (500 м). В целом разрез серии составляют: гнейсы (33 %), кристаллические сланцы (26 %), кварциты (21 %), амфиболиты (15 %) и мраморы (5 %).

Восстановление первичной природы метаморфических пород проводилось по известным методикам [6 и др.]. Установлено [4, 5], что **свита Эсколабреен** сложена (на 90 %) парапородами; ортопороды — риодациты и базальты известково-щелочной серии. **Свита Смутсбреен** целиком представлена парапородами. **Свита Харкербреен** преимущественно вулканогенная (60–70 %), сложена метавулканидами трех серий: известково-щелочной (риодациты и риолиты, анде-

зиты, базальты), толеитовой (базальты), субщелочной (трахибазальты). **Свита Риттерватнет** — метаосадочная; ортопороды (до 10 %) относятся к известково-щелочной серии (базальты). **Свита Бангенхук** преимущественно вулканогенная (90 %): породы субщелочной серии (риолиты, риодациты, трахиандезиты, базальты и трахибазальты) и толеитовой серии (базальты). **Свита Вассфарет** сложена парапородами (80 %); метавулканиды — базальты известково-щелочной серии. **Свита Сербреен** — парапороды (50 %) и метавулканиды (базальты, риодациты, дациты и андезиты известково-щелочной серии).

Амфиболиты встречаются по всему разрезу серии; местами они составляют до 30–40 % объема свит. Имея согласное с вмещающими породами залегание, амфиболиты могут сильно отличаться друг от друга параметрами тел, минеральным и химическим составами, текстурно-структурными особенностями, а также степенью «сродства» с вмещающими породами. Последний фактор был определяющим при первичном разделении амфиболитов по генезису.

Ортоамфиболиты довольно однообразны по составу и представлены обычно плагиоклазовыми и эпидотовыми амфиболитами, очень редко — гранатовыми и биотитовыми разностями. В целом это меланократовые породы (роговая обманка, 60–85 %, плагиоклаз, 5–35 %); реже встречаются кварц (до 10–15 %), эпидот (до 5–10 %), гранат (до 10 %), биотит (до 10–15 %), а также калиевый полевой шпат и моноклинный пироксен. В качестве вторичных минералов отмечаются хлорит и актинолит. Тела таких амфиболитов сильно варьируют по мощности (0.5–

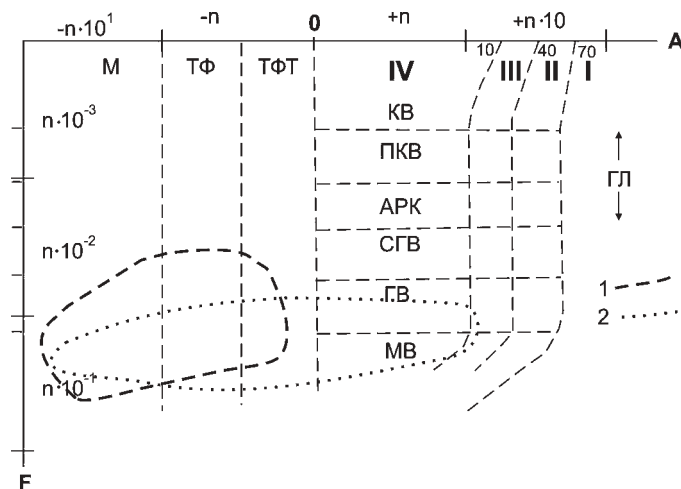


Рис. 1. Диаграмма А. А. Предовского (1980) для реконструкции первичного состава амфиболитов серии Атомфьелла (1 — ортоамфиболиты, 2 — параамфиболиты).

Поля составов: ГЛ (глины), КВ (кварцевые псаммиты), ПКВ (полевошпат-кварцевые псаммиты), АРК (аркозы), СГВ (субграувакки), ГВ (граувакки), МВ (мелановакки), М (магматиты), ТФ (туфы), ТФТ (туффиты). I (собственно глины), II (высокоглинистые), III (глинистые), IV (малоглинистые и безглинистые породы)

150 м) и протяженности (до 3–4 км); обычно имеют резкие и ровные контакты. Вмещающие породы не обнаруживают признаков сходного с ортоамфиболитами минерального состава и представлены чаще всего кварцитами и различными гнейсами. Такие амфиболиты могли формироваться по базальтам, андезитами или их туфам.

Параамфиболиты чаще всего представлены гранатовыми разновидностями, а также встречаются биотитовые, эпидотовые, плагиоклазовые. В среднем это гранатовые мезократовые амфиболиты (роговая обманка, 45–60 %, гранат до 20 %, кварц, 10–20 %, плагиоклаз, 5–30 %); могут присутствовать биотит, эпидот, сфен, в качестве вторичных минералов — хлорит и кальцит. Мощность тел таких амфиболитов колеблется от первых см до 3–4 м. Минеральный состав вмещающих пород сопоставим с составом амфиболитов: в сланцах, плагиогнейсах и кальцификациях присутствуют гранат, амфибол, биотит, эпидот. Отмечается тонкое переслаивание амфиболитов с плагиогнейсами и сланцами, а также наличие в параамфиболитах прослоев и линз лейкократовых пород. Так, в плагиогнейсах отмечены микрослойки, по составу отвечающие мезократовому амфиболиту и имеющие ширину от 4 мм до 2.5 см. При приближении к контакту амфиболитового тела число микрослойков в плагиогнейсе и их мощность обычно увеличивается. В пачках сланцев амфибол-гранат-биотит-мусковитового состава отмечаются частые прослои гранатовых амфиболитов мощностью от 3–5 см до первых метров. В целом предполагается формирование этих пород из карбонатно-глинистых осадков или вулканогенно-осадочных (туффиты) образований.

Отдельно рассматривались петрохимические (75 проб) и геохимические (235 проб) особенности амфиболитов обеих групп [5]. Для амфиболитов Нью

Фрисланда характерно непрерывное распределение составов пород по содержанию SiO_2 в интервале 40–54 %; редко встречаются амфиболиты с содержанием SiO_2 57–65 %. Ортоамфиболиты имеют на гистограмме распределения SiO_2 один пик (48–50 %) и асимметричную форму гистограммы. Параамфиболиты не имеют четко выраженного максимума. В целом ортоамфиболиты характеризуются как насыщенные или слабо недосыщенные SiO_2 и умеренно богатые щелочами; параамфиболиты — как слабо недосыщенные SiO_2 и бедные щелочами.

Для разделения амфиболитов на пара- и ортопороды по петрохимическим данным испытана известная методика А. А. Предовского [6] — рис. 1.

На диаграмме видно, что поля предварительно выделенных нами орто- и параамфиболитов частично перекрывают друг друга; при этом точки составов ортоамфиболитов попадают в целом в поля магматитов и туфов, тогда как точки параамфиболитов достаточно равномерно распределены в полях магматитов, туфов, граувакк и мелановакк. Последний факт указывает, что чисто петрохимическое разделение амфиболитов на две группы затруднено.

Для подтверждения разделения амфиболитов на пара- и ортопороды были применены методы математической обработки петрохимических данных, в частности метод главных компонент факторного анализа. Три первых фактора, веса которых в сумме составляют 70 %, могут быть интерпретированы. Первый фактор увязывает кремнекислотность и щелочность пород, являясь главным литологическим фактором. Второй фактор — фактор состава цветных минералов, в первую очередь — роговой обманки, и отвечает за меланократовость пород. Третий фактор отражает частичную калиевую специализацию амфиболитов Нью Фрисланда, подчеркивая калиевый и калиево-натриевый тип щелочности пород.

Значения отношений содержания и коэффициентов корреляции для Sr—Ba и Cr—Ni по амфиболитам серии Атомфьелла

№№ п/п	Серия, свита	Порода	Sr/Ba	Cr/Ni	r (Sr, Ba)	r (Cr, Ni)
1	Атомфьелла	амфиболиты	1.14	1.55	0.539	0.534
2	Атомфьелла	гранатовые амфиболиты	0.91	1.52	0.459	0.511
3	Сербреен	амфиболиты	1.97	0.86	0.847	0.756
4	Вассфарет	амфиболиты	2.17	1.61	0.607	0.642
5	Бангенхук	амфиболиты	1.10	1.32	0.783	0.817
6	Бангенхук	гранатовые амфиболиты	1.18	1.82	0.767	0.823
7	Риттерватнет	гранатовые амфиболиты	0.78	0.97	0.059	0.352
8	Харкербреен	амфиболиты	0.98	1.69	0.519	0.558
9	Харкербреен	гранатовые амфиболиты	0.84	1.66	0.532	0.489
10	Смутсбреен	гранатовые амфиболиты	0.76	1.80	0.117	0.223
11	Эсколабреен	амфиболиты	1.30	1.84	0.496	0.576

На факторных диаграммах с большей или меньшей достоверностью можно выделить три поля: а) ортоамфиболитов свит Харкербреен и Сербреен; б) ортоамфиболитов свиты Бангенхук; в) ортоамфиболитов свит Эсколабреен и Вассфарет. Амфиболиты свит Смутсбреен и Риттерватнет определенных полей не образуют, так как имеют очень сильный разброс значений (от -3 до $+3$) по всем факторам. Из анализа всех трех диаграмм видно, что первая группа характеризуется как мезократовые амфиболиты с большими вариациями составов; вторая группа — как компактная группа меланократовых амфиболитов со стабильным соотношением щелочей; третья группа занимает промежуточное положение между двумя первыми. Сильный разброс значений для амфиболитов свит Смутсбреен и Риттерватнет по всему полю диаграмм может свидетельствовать в пользу их осадочного происхождения.

При сравнении геохимических данных с кларковыми содержаниями по основным магматическим породам [1] отмечено, что амфиболиты свит Эсколабреен, Харкербреен, Бангенхук, Вассфарет и Сербреен имеют примерно равные или немного повышенные (в 1.1 — 1.3 раза) содержания таких элементов, как Cr, Ni, Co, Ti, которые характерны для ортопород. В то же время амфиболиты свит Смутсбреен и Риттерватнет по некоторым из этих элементов (особенно Ni) имеют содержания ниже кларковых.

А. В. Сидоренко и др. [3] в своей работе по амфиболитам Кольского полуострова отмечают, что простым сравнением абсолютных значений содержания микроэлементов нельзя установить метаморфическую природу амфиболитов, и предлагают сравнивать отношения отдельных пар микроэлементов, а также величины коэффициентов корреляции. Для этих целей они предлагают несколько пар элементов, из которых наиболее надежны пары Sr — Ba и Sr — Ni. Sr/Ba отношение достигает максимальной величины (до 30) именно в породах основного состава при среднем 1.4—1.5. Для осадочных пород средняя величина этого отношения 0.5—0.7. Sr/Ni отношение в основных эффузивах достаточно постоянно и составляет 1.3—1.6. Для карбонатно-глинистых осадков это отношение обычно меньше 1.0. И, наконец, величина коэффициентов корреляции для пар Sr — Ba и Sr — Ni в основных эффузивах достаточно существенна, чего нельзя сказать об осадочных породах (0.5—0.8 и 0.1—0.3 соответственно).

Из таблицы видно, что Sr/Ba отношение с определенной достоверностью подтверждает разделение амфиболитов на пара- и ортопороды. Sr/Ni отношение может указывать на осадочное происхождение амфиболитов свиты Риттерватнет. В то же время коэффициенты корреляции убедительно доказывают

параприроду амфиболитов свит Смутсбреен и Риттерватнет и ортоприроду амфиболитов свит Эсколабреен, Харкербреен, Бангенхук, Вассфарет и Сербреен.

Таким образом, по комплексу геологических, петрографических, петрохимических данных можно среди амфиболитов серии Атомфьелла с определенной степенью достоверности выделить параамфиболиты свит Смутсбреен и Риттерватнет и ортоамфиболиты свит Эсколабреен, Харкербреен, Бангенхук, Вассфарет и Сербреен. Не исключается появление отдельных тел ортоамфиболитов в свите Риттерватнет, а тел параамфиболитов — в свитах второй группы, но такие факты могут быть единичными и являться исключениями из общей закономерности. При этом надо учитывать то обстоятельство, что на диаграмме А. А. Предовского [6] большая часть параамфиболитов попадает в поле магматических пород.

Литература

1. Геохимическая и металлогеническая специализация структурно-вещественных комплексов / Г. С. Гусев, Ю. К. Кудрявцев, А. В. Гушин и др. М.: МПР РФ, ИМГРЭ, Геокарт, РосГео, 1999. 540 с.
2. Красильщиков А.А. Стратиграфия и палеотектоника докембрия-раннего палеозоя архипелага Шпицберген. Л: Недра, 1973, 120 с. (Тр. НИИГА. Т. 172).
3. Сидоренко А.В., Теняков В.А., Розен О.М. Пара- и ортоамфиболиты (состояние проблемы и опыт анализа на примере амфиболитов Кольского полуострова). М.: Наука, 1972. 211 с.
4. Сироткин А.Н. Раннепротерозойский осадочно-вулканогенный комплекс полуострова Нью Фрисланд (арх. Шпицберген) // Палеовулканология, вулканогенно-осадочный литогенез, гидротермальный метаморфизм и рудообразование докембрия. Петрозаводск, 2001. С. 87—88.
5. Сироткин А.Н., Евдокимов А.Н. Эндогенные режимы и эволюция регионального метаморфизма складчатых комплексов фундамента архипелага Шпицберген (на примере полуострова Нью Фрисланд). СПб.: ФГУП ВНИИОкеангеология, 2011. 270 с.
6. Предовский А.А. Реконструкция условий седиментогенеза и вулканизма раннего докембрия. Л: Наука, 1980. 152 с.
7. Larionov A.N., Johansson A., Tebenkov A.M., Sirotkin A.N. U-Pb ages from the Eskolabreen Formation, southern Ny Friesland, Svalbard // Norsk Geologisk Tidsskrift. 1995. V. 75. P. 247—257.
8. Larionov A.N., Sirotkin A.N., Tebenkov A.M. Single-zircon Pb-Pb age of the Bleikfjellet orthogneiss, Ny Friesland, Svalbard. // Abstract volume, 23. Nordiske Geologiske Vintermode, Arhus, 1998, p. 173.

ПЕПЕРИТ КАК ИНДИКАТОР ПРИПОВЕРХНОСТНЫХ УСЛОВИЙ ВНЕДРЕНИЯ МАГМЫ

Н. С. Бискэ

Институт геологии КарНЦ РАН, Петрозаводск

nataliabiske@yandex.ru

Термин **пеперит** появился в 19 веке. В связи с неоднозначной трактовкой данный термин не использовался в отечественной геологической литературе в отличие от англоязычных публикаций, где в настоящее время он утвердился в генетическом значении [8, 9]. Согласно многочисленным исследованиям формирование пеперита происходит “in situ” и обусловлено процессами дезинтеграции магмы и смешивания ювенильного и осадочного материала. Оно приурочено к контактам субвулканических интрузий, а также лавовых и горячих пирокластических потоков с неконсолированными или слабоконсолированными (обычно обводненными) осадками. Пеперит рассматривается как индикатор малоглубинного (преимущественно аквального, а также субаэрального и близповерхностного) магматизма, приблизительно одновременного с осадконакоплением. Он отличается большим разнообразием как морфологических особенностей (размеры, внутренняя структура и ее изменение в пространстве), так и составом ювенильных обломков (от кислых до ультраосновных) и вмещающих отложений (глины, песчаники, известняки и т. д.). Пеперит описан в различных геологических обстановках среди слабо измененных (не выше зеленосланцевой фации) отложений в широком возрастном диапазоне, однако известны лишь единичные примеры пеперита нижнепалеозойского и протерозойского возраста. **В ископаемых отложениях пеперит трудно отличить от осадочной брекчии (лахаровой, обрушения и оползания), а в ряде случаев - от пенисто-брекчиевого покрытия лавового палеопотока.** В целях диагностики представляется наиболее важным изучить основную массу, в которой заключены ювенильные обломки. Подтверждением этому служит проведенное автором исследование “шунгит-базитовых” псевдобрекчий Северо-Онежского синклиниория, описанных в качестве своеобразного пеперита палеопротерозойского возраста [3, 5, 6].

Шунгит-базитовые псевдобрекчии были выявлены в верхнем и нижнем контактах недифференцированных силлов габбро-долеритов с высокоуглеродистыми породами (метаморфизованными сапропелитами и горючими сланцами) заонежской свиты людиковия. Мощность псевдобрекчий достигает 40—50 м, по разобленным выходам и поисковым скважинам они прослеживаются на протяжении нескольких километров. Наиболее изучены шунгит-базитовые псевдобрекчии участка Лебещина. Внутренняя структура брекчий весьма изменчива. Они состоят из обломков аподолеритов от долей миллиметра до нескольких метров в длину, погруженных в углеродистый матрикс. Степень насыщения обломками, их ориентировка, размеры, характер и интенсивность проявления вторичных процессов изменения базитов и матрикса заметно варьируют.

Преобладают неправильные по форме, удлинённые фрагменты с признаками пластичных деформаций. Встречаются фрагменты лентообразной, каплевидной, гроздевидной и эллипсоидальной формы, реже – угловатые обломки. Крупные автономные образования как правило вытянуты вдоль контакта основного тела, более мелкие группируются возле них в виде шлейфов и цепочек, образуют структуры дезинтеграции более крупного обломка, иногда структуры закатывания. Отдельные фрагменты обнаруживают наряду с плоскими грани сложной формы. В краевых частях пеперита наблюдаются мелкие обломки послойно обуглероженных алевролитов. Матрикс обладает пелитоморфной структурой, без признаков слоистости. Содержание углерода в породах матрикса достигает 60 %. Непосредственно в контакте с силлом и его крупными фрагментами высокоуглеродистые породы приобретают сходство с природными каменноугольными коксами, а именно: имеют микростолбчатую (карандашную), ориентированную перпендикулярно контакту отдельность и пористую или миндалекаменную структуру, обнаруживают текстуры течения [2]. Трещины и пустоты в ококованном матриксе нередко заполнены углеродным веществом, в котором отмечены мозаичные микроструктуры, свойственные нефтяному коксу [1]. На контакте в габбро-долеритах наблюдаются жилы длиной до 5 м, сходные по составу и структуре с матриксом. Обычно здесь развита сеть или присутствуют единичные тонкие трещины, а также поры и каверны, выполненные углеродным веществом и гидротермальными минералами. Краевые зоны и фрагменты интрузива сложены мелкозернистыми лейкоксенизированными хлорит-актинолит-альбитовыми породами, неравномерно обуглероженными, с реликтами миндалекаменной и микропорфировой структуры. На их состав и текстурно-структурные особенности существенное влияние оказали процессы контаминации и метасоматоза постмагматической стадии. **Ведущим процессом образования шунгит-базитовой псевдобрекчии явилось расслоение основного расплава по механизму вязкого сдвига при внедрении в высокоуглеродистые, способные к пластификации породы.** Предполагается, что на дезинтеграцию расплава и смешивание его с осадочной породой оказали влияние различные механизмы: механическое давление, термический удар, адвективное всплывание, эксплозия, флюидизация, газогидро-разрыв. Степень участия этих механизмов в формировании псевдобрекчий могла существенно изменяться во времени и пространстве, фрагментация носила многостадийный характер.

Шунгит-базитовые псевдобрекчии обладают признаками, которые свойственны согласно сводной работе [9] пепериту, или его отдельным разновидно-

стям, и свидетельствуют о пластичном состоянии матрикса. К таким свидетельствам относятся:

1) наличие в магматическом теле и его фрагментах жил, прожилков, миндалин, выполненных вмещающей породой;

2) отсутствие слоистости и развитие пузыристых и миндалекаменных структур в матриксе псевдобрекчии и в прожилках, по составу и структуре соответствующих матриксу;

3) следы проявления пластических деформаций в цементе и ювенильных обломках, сфероидальная форма мелких фрагментов.

К тому же (как уже сказано) в высокоуглеродистом цементе шунгит-базитовой псевдобрекчии непосредственно на контакте с аподолеритами наблюдается столбчатая (карандашная) отдельность, характерная для отвердевших жидких сред. Появление в угольных пластах, контактирующих с интрузивами, столбчатой отдельности, наряду с высокой пористостью служит признаком окисления. Согласно работе [10], природный кокс с мелко столбчатой отдельностью, или “finger coal”, формируется вблизи интрузий магматических пород. Основными факторами природного коксования принято считать высокую температуру и скорость нагрева при относительно невысоком давлении, не препятствующем удалению продуктов деструкции. Как известно, спекаемостью, т. е. способностью при быстром нагревании переходить в пластичное состояние и затвердевать с образованием кокса, обладают каменные угли. Бурые угли и антрациты не образуют кокса. Скачок углефикации, с которым связывают приобретение углями свойства спекаемости, отвечает температуре около 100 °С [4], что соответствует гипабиссальным условиям внедрения интрузивов. Окисление высокоуглеродистых пород в контактах основных интрузий фиксируется в пределах различных шунгитоносных горизонтов заонежской свиты. Внедрение недифференцированных силлов габбро-долеритов в шунгитоносную толщу происходило, вероятно, на глубине не менее одного километра, скорее всего, в пределах глубин от 1 до 3 км, а не “нескольких десятков или первых сотен метров (200–300 м)”, как предполагается в работе [5], согласно которой пеперит участка Лебещина представляет собой “результат взаимодействия габбро-долеритов и пластичных (илоподобных) обводненных осадков в приповерхностных условиях”. Сходные по морфоструктурным и генетическим особенностям образования известны в контактово-метаморфических ореолах гипербазит-базитовых интрузий Норильского района, для которых определены гипабиссальные (1–3 км) условия внедрения [7], а также в других областях проявления силлогенеза и описаны как “туфовидные брекчии” краевых зон рудоносных интрузивов, “литомиктовые брекчии”, “поли-

генные метамагматические псевдобрекчии” и т. п. Непременным условием их формирования является локализация интрузивов в стратифицированных толщах специфического состава [7] – галогенно-глинисто-карбонатных, нередко обогащенных органическим веществом. Породы в таких толщах способны под термическим воздействием интрузий приобрести свойство текучести. Таким образом, наличие пеперитовых структур в кровле силла позволяет однозначно определить его интрузивную природу и может служить индикатором пластичного (или пластифицированного) состояния вмещающих пород в момент внедрения магмы. Глубина формирования подобных структур в условиях “растянутого” катагенеза может быть довольно значительной.

Литература

1. Бискэ Н.С. Морфогенетические особенности миграционного углеродного вещества в термальных ореолах базитов (Юго-Восточная Карелия) // Матер. Междунар. минералогич. сем. «Структура и разнообразие минерального мира». Сыктывкар, 2008. С. 66–67.
2. Бискэ Н.С. Природные коксы в залежах маковитов (Карелия, Заонежский п-ов) // Минерагенная докембрия. Петрозаводск. КарНЦ РАН. 2009. С. 15–18.
3. Бискэ Н.С., Ромашкин А.Е., Рычанчик Д.В. Протерозойские пеперит-структуры участка Лебещина // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 7. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2004. С. 193–199.
4. Геология и геохимия нефти и газа / Под ред. Б.А. Соколова. М.: МГУ. 2000. 384 с.
5. Поleshук А.В. Палеопротерозойские брекчиевидные породы (пепериты) Северо-Онежской мульды Балтийского щита // Бюл. МОИП, 2007. Т. 82. Вып. 6. С. 27–46.
6. Поleshук А.В., Ромашкин А.Е., Рычанчик Д.В. Вопросы терминологии и происхождения макротекстур участка Лебещина Онежской мульды // Геология и геоэкология европейской России и сопредельных территорий. Матер. XV науч. конф. памяти К.О. Кратца. СПб, 2004. С. 137–139.
7. Туровцев Д.М. Контактный метаморфизм Норильских интрузивов. М.: Недра. 2010. 337 с.
8. Brooks E.R., Wood M.M., Garbutt P.L. Origin and metamorphism of peperite and associated rocks in the Devonian Elwell Formation, northern Sierra Nevada, California // Geol. Soc. Amer. Bull. 2011. V. 93. P. 1208–1231.
9. Skilling I.P., White J.D.L., McPhie J. Peperite: a review of magma-sediment mingling // J. Volcanol. Geotherm. Res. 2002. V. 114. № 1–2. P. 1–17.
10. Stutzer O. Geology of Coal. Chicago: Univ. Press. 1940. 299 pp.

ВУЛКАНИЗМ И ЛИТОГЕНЕЗ

Силициты, включая кремнистые доманикоиды**ДИАГНОСТИКА ВУЛКАНОКЛАСТИЧЕСКОГО МАТЕРИАЛА ПО ПРОДУКТАМ ЕГО ИЗМЕНЕНИЯ**

А. В. Ван, Е. А. Предтеченская

Сибирский научно-исследовательский институт геологии, геофизики и минерального сырья,
Новосибирск*predel@sniiggims.ru*

Одной из сложнейших проблем вулканогенно-осадочного литогенеза является установление роли вулканических процессов в осадкообразовании. Между тем, решение этой задачи способствует установлению генезиса многих крупных месторождений полезных ископаемых, особенно нерудного сырья, и позволяет повысить эффективность прогноза при их поисках и разведке.

Многолетние петрографические исследования осадочных пород показали, что вулканогенный обломочный материал, особенно его витрокластическая составляющая, весьма неустойчива в поверхностных условиях и быстро подвергается преобразованию с замещением ее низкотемпературными минералами, такими как монтмориллонит, клиноптилолит, морденит, халцедон, опал, кальцит, давсонит и др.

Одним из надежно доказанных диагностических признаков присутствия пеплового материала в породе является наличие в ее составе *монтмориллонита* или его переходной смешаннослойной фазы монтмориллонит-гидрослюд [1]. В большинстве случаев вулканическое стекло, попавшее в слабощелочную (морскую) или нейтральную (пресноводно-озерную) среду преобразуется в монтмориллонит, который с погружением осадков на глубину преобразуется в гидрослуду через смешаннослойную фазу [2—4].

Как показали наши микроскопические исследования, дополненные рентгеноструктурным анализом, *бентонитовые глины* (техническое название монтмориллонитовых глин) позднепермского возраста Заломненской депрессии (Кузбасс), образовавшиеся в условиях солоноватоводного бассейна, прошли несколько последовательных этапов преобразования [1]. **Начальная фаза** изменения вулканического стекла начинается с образования поверхностных пленок вокруг стекловатых обломков, состоящих из удлиненных чешуек монтмориллонита, которые ориентированы в одном направлении вдоль контура пепловых частиц и слагают тонковолокнистые агрегаты. Центральные части стекловатых частиц занимают низкодвупреломляющие тонкочешуйчатые агрегаты монтмориллонита. Постепенно витрокластический материал полностью превращается в глинистую массу монтмориллонитового состава — бентонитовую глину. На этой стадии преобразования под микроскопом можно обнаружить в породе реликтовую пепловую структуру, т.е. увидеть сохранившиеся контуры отдельных обломков вулканического стекла. **Следующая фаза** изменения приводит к уплотнению бентонитовой глины и появлению смешаннослойного минерала монтмориллонит-гидрослюдистого состава. **В последней фазе** смешаннослойная структура исчезает, замещаясь диок-

таэдрической гидрослудой. На этой стадии пепловая структура почти полностью утрачивается. Образуется глинистая порода, которую следует называть туфогенным аргиллитом.

По литературным данным известно, что более 95 % месторождений бентонитовых глин образовались за счет разложения вулканического стекла. Поэтому обнаружение монтмориллонита в осадочных породах может свидетельствовать о былом присутствии в них вулканического материала.

Цеолитизированные пепловые осадки широко распространены на дне Мирового океана [5, 6]. В так называемом «горизонте «А» клиноптилолит составляет значительный объем океанических осадков. Присутствие цеолитов в породе также может указывать на пепловое происхождение бывшего осадка. Частая парагенетическая ассоциация цеолитов с бентонитами и совпадение площадей их распространения позволяет утверждать о сходстве их генетической природы.

В настоящее время доминирует точка зрения о приуроченности цеолитов к тектонически активным зонам в океанах, где, в соответствии с конвекционной моделью Е. Бонатти — И. Тота, происходит проникновение морской воды в разогретые породы базальтового состава и осаждение аутигенных цеолитов при выщелачивании из базальтов ряда элементов в процессе ионно-обменных реакций флюидных растворов с породой [5]. Так, при взаимодействии основного стекла базальтов с водным раствором образуются палагонит, гидроокислы железа и марганца, кальцит, железистые смектиты, клиноптилолит и тридимит. Одним из необходимых условий при этом является привнос в раствор таких элементов, как Fe, Al, Mg, Ca, Na, K, что приводит к расходованию кремнезема на образование силикатов и алюмосиликатов и формированию с течением времени глинистых, глинисто-цеолитовых, рудных ассоциаций. Без привноса этих и других элементов в результате диагенеза осадков на подводных базальтовых плато обычно формируется парагенез минералов кремнезема. Такие преобразования являются относительно высокотемпературными, протекают при температуре раствора около 300° С и в древних осадочных толщах прослеживаются на больших глубинах, будучи приуроченными к триасовым вулканогенно-осадочным отложениям прогибов и рифтовых зон (Предверхоанский прогиб, Колтогорско-Уренгойский грабен-рифт и др.). *Обычно аутигенную цеолитизацию считают индикатором стадии глубокого захоронения (цеолитовая фация регионального катагенеза) [3], хотя, очевидно, образование цеолитов определяется,*

прежде всего, наличием в составе осадочных толщ вулканогенного материала.

С мезозойскими и более молодыми вулканогенно-осадочными образованиями часто связаны промышленные скопления высококремнистых цеолитов — *клиноптилолита* и *морденита*. Вулканические пеплы кислого и среднего состава в морских условиях нередко замещаются цеолитами, образуя промышленные скопления этого важного природного сорбента. Цеолитизация вулканических туфов начинается с образованием по стеклу высококремнистого клиноптилолита, который с возрастом и погружением на глубину может превратиться в гейландит. В Кемпедийской впадине (Якутия) нами выделены и описаны четыре типа цеолитизированных туфов [8].

Микроскопическое исследование *бокситов* различных районов мира — Венгрия, Гана, Куба, Лаос, Боксонское месторождение (Восточный Саян) — выявило присутствие в их составе вулканогенного материала. Установлено, что преобладающими компонентами первичного субстрата, подвергшегося бокситизации, являются, преимущественно, обломки пемзы, заключенные в мелкообломочном пепловом материале. Они имеют самую разнообразную форму: неправильную, округлую, овальную каплевидную, вытянутую, угловатую и др. Нередко обломки пемзы несут признаки пузырчатости. В большинстве случаев бывшие пузырьки в пемзовых фрагментах заполняются продуктами изменения (бокситизации) самой основной массы. Пузырьки сливаются с породообразующей массой и выделяются несколько иной окраской. Наличие таких пятнистых обломков в бокситовом наполнителе является диагностическим признаком того, что образование бокситов происходило за счет пемзовых накоплений, характерных для островных дуг подвижных океанических поясов.

Наиболее слабо разработанный вопрос — это диагностика обломочных продуктов извержений подводных вулканов. Анализ распространения гиалокластитов по разрезу фанерозоя показывает, что они описаны только в современных отложениях. В более древних отложениях аквагенные туфы не обнаружены, очевидно, из-за отсутствия четких диагностических признаков, так как гиалокластиты подвергаются более быстрому и интенсивному разложению в условиях повышенной температуры в минерализованной морской воде. Поэтому все первичные (минералогические, структурные) признаки гиалокластитов утрачиваются очень быстро, и восстановить их можно только по косвенным признакам. Например, часто встречаются разного возраста шаровые лавы, излияния которых всегда сопровождаются глобуляцией жидкого расплава с образованием округлых стекловатых глобул с корками отслоения и их сегментарными фрагментами, которые возникают от растрескивания при соприкосновении расплава с водой.

До сих пор актуальной является проблема происхождения кремнистых пород — *силицитов*, в форми-

ровании которых большая роль отводится вулканогенному источнику. Особенности состава и генезиса глубоководных меловых и палеогеновых кремнистых сланцев по данным океанологических исследований рассмотрены в монографии М. Хосино [9]. Он отмечает отсутствие связи их вещественного состава с составом вмещающих известковых осадков, с глубиной погребения и возрастом, прерывистый характер распространения, обычно небольшую мощность (от 2–5 до 10 см).

Наряду с гипотезой о биогенном происхождении кремнистых сланцев, существует и точка зрения о том, что они возникли за счет преобразования вулканических пеплов [9]. Так, по данным глубоководного бурения по материалам рейсов 1 и 2 судна «Гломар Челленджер» установлено, что отражающий слой (горизонт «А») представлен кремнистыми сланцами среднемиоценового возраста, который Т. Гибсоном и К. Тоу [9] сопоставляется с синхронным слоем риолитовых вулканических пеплов, расположенном на восточном побережье США. Эти авторы отстаивают точку зрения о вулканогенном генезисе кремнистых пород горизонта «А», обосновывая ее тем, что в данном горизонте обнаружены монтмориллонит, сепиолит, палыгорскит, клиноптилолит, альфа-кристобалит — продукты преобразования вулканокластического материала.

Специальными исследованиями, проведенными нами, доказано вулканическое происхождение большинства типов *глауконита*, которые представляют собой измененные продукты глобуляции ультращелочной лавы¹. Об этом свидетельствуют сходство форм глобулей стекла, их фрагментов и зерен глауконита, химический состав, особенно содержание калия, а также условия залегания и парагенез глауконитовых отложений [10]. В связи с этим интересен факт частых находок глауконита в вулканогенно-осадочных толщах. В отложениях ордовика Южного Урала, в меловых накоплениях Грузии, в третичных отложениях Сахалина глауконит встречается всегда с вулканокластами и продуктами их изменений — цеолитами и бентонитовыми глинами. При этом глауконит распространен только в слоях с вулканогенным материалом и не отмечается в других частях разрезов, где вулканические образования отсутствуют.

Таким образом, диагностика вулканокластического материала в осадочных и вулканогенно-осадочных породах имеет ряд специфических особенностей, недоучет которых может привести к тому, что первичные признаки этого материала могут быть пропущены или интерпретированы неправильно. Наблюдения за постседиментационными преобразованиями продуктов вулканизма способствуют накоплению знаний о том, что представляют собой измененные вулканокластические породы на разных стадиях литогенеза, выявлению минеральных индикаторов этих стадий. Это значительно сужает круг аналитических исследований и облегчает диагностику исходных пород.

¹ Это утверждение представляется слишком сильным. Например, широчайшее распространение глауконита в мел-палеогеновых отложениях Восточно-Европейской платформы в постоянном парагенезисе с монтмориллонитом и цеолитами (продуктами преобразования обычной кислой пирокластике) — вовсе не требует допущения о специфическом ультращелочном составе тefры. — *Прим. редактора.*

Литература

1. Ван А.В., Казанский Ю.П. Вулканический материал в осадках и осадочных породах. Новосибирск: Наука, 1985. 128 с.
2. Weaver C.E., Beck K.S. Clay-water diagenesis during burial: flow mud becomes gneiss // Geol. Soc. Amer. Spec. Pap. 1971, vol. 134. P. 1–96.
3. Коссовская А.Г., Шутов В.Д. Фации регионального эпигенеза и катагенеза // Изв. АН СССР. Серия геол., 1963, № 7. С. 3–18.
4. Дриц В.А., Коссовская А.Г. Глинистые минералы: слюды, хлориты. М.: Наука, 1991. 175 с.
5. Кронен Д. Подводные минеральные месторождения. М.: Мир, 1982. 390 с.
6. Зейболд Е., Бергер В. Дно океана. М.: Мир, 1984. 319 с.
7. The zeolite facies with comments on the interpretation of hydrothermal synthesis / Coombs D.S., Ellis A.J., Fyfe W.S. et al. // Geochim. and Cosmochim. Acta. 1959, vol. 17. P. 53–107.
8. Ван А.В., Колодезников К.Е. Минералогические типы туфов в среднепалеозойских отложениях запада Вилуйской синеклизы // Литол. и полез. ископаемые. 1979, № 1. С. 99–111.
9. Хосино М. Морская геология. М.: Наука, 1986. 431 с.
10. Ван А.В. О подводном вулканическом образовании глауконита // Вопросы минерало-, петро- и рудогенеза районов Сибири. Новосибирск: Наука, 1984. С. 16–21.

ДОМАНИКОВАЯ ФОРМАЦИЯ ВОЛГО-УРАЛЬСКОЙ ОБЛАСТИ – ИНДИКАТОР ЛИТО-ГЕОДИНАМИЧЕСКОЙ ОБСТАНОВКИ СЖАТИЯ И ВУЛКАНИЧЕСКОЙ АКТИВНОСТИ УРАЛА

Я. Г. Аухатов

ЦСМРнефть при АН РТ, Казань

yan-8917823520@yandex.ru

Верхнедевонско-нижнекаменноугольная доманиковская формация Волго-Уральской области сложена толщей переслаивания темно-серых, темно-коричневых и черных тонкоплитчатых, в различной степени битуминозных и окремненных сланцев, мергелей, аргиллитов и карбонатов. Отличительными чертами этой формации является темная окраска за счет органических веществ (ОВ), сильная глинистость, а также ряд других, указывающих на принадлежность пород к относительно глубоководным, аноксидным образованиям доманиковой фации с некомпенсированным осадконакоплением.

Возникновение условий некомпенсированного осадконакопления на платформах есть результат прогибания [9] или опускания [4] окраинных частей платформ, граничащих с геосинклинальными областями. Шарьирование блоков океанической коры на край платформы привело к перикратонному опусканию восточной части Русской плиты; расколы кристаллического фундамента породили грабены, в которых проявился интенсивный магматизм. Эти платформенные грабеновые структуры характерны преимущественно для времени формирования на платформе терригенной толщи девона. По мере усиления тангенциального сжатия на платформе усиливаются процессы опускания и формирования систем сводовых поднятий; возникает некомпенсированная осадконакоплением Камско-Кинельская система прогибов. Согласно О. М. Мкртчяну [7], этапы горизонтального сжатия приурочены преимущественно к доманико-раннефаменскому этапу геологического развития Волго-Уральского региона. Поэтому он подчеркивал ошибочность представлений, рассматривающих Кам-

ско-Кинельскую систему прогибов в качестве разновидности грабеновых структур [8], а ее образование — как результат глобальных растяжений земной коры, охвативших в позднедевонскую эпоху восточную окраину Русской платформы [9]. Действительно, такие представления находятся в противоречии с данными об основных типах конседиментационных дислокаций, разрывных нарушений и региональных форм, развивавшихся в течение доманикового и мендымско-раннефаменского этапов и однозначно характеризовавших геодинамическую обстановку горизонтального сжатия. При этом формирование структур некомпенсированного типа в осадочных бассейнах платформ тесно связано с возникновением островных дуг андезито-базальтового состава в приграничных подвижных поясах [9]. На основе формационного анализа эвгеосинклинальных и миогеосинклинальных толщ установлено трехцикловое строение Уральской геосинклинали в палеозое [6]. Каждому циклу соответствует формационный ряд, состоящий из вулканических серии, флиша и олистодрома; цикл завершается шарьированием.

За геодинамическим фактором формирования доманикоидных формаций следует производный палеогеографический фактор; климатическая обстановка характеризуется как аридная. Исходя из эволюционной направленности процессов литогенеза (эмерсивное, трансгрессивное, инундационное) предложенной Н. М. Страховым и С. Бубновым, доманиковые формации формируются на инундационном стабильной стадии. При их образовании преобладали биохимические процессы, при сильно подавленной терригенной седиментации. По мнению

автора [2], в седиментационных бассейнах, имевших открытую связь с океаном, происходило накопление углеродисто-кремнистой, фтанитовой и горючесланцевой толщ. Если же связь с океаном была затруднена или отсутствовала (в связи с возникновением островных дуг, кордильер и складчатых сооружений) — в депрессиях накапливались отложения типа доманика.

Известно, что накопление органического вещества (ОВ) в доманике Н. М. Страхов связывал с пыльным развитием планктона, служившего пищей для обильной доманиковой фауны. Д. В. Наливкин указывает на широкое развитие водорослей; М. Ф. Филиппова допускает частичное поступление ОВ в доманиковые осадки с суши. Эндогенному фактору накопления ОВ отдают приоритет Г. П. Сверчков и др.: они считают, что оно обусловлено интенсивным удобрением бассейна местными гидротермами. Одновременно происходил и общий разогрев осадочного чехла в условиях резкого регионального опускания по глубинным разломам.

По А. Б. Ронову, **формирование осадков типа доманиковой фации происходило в эпохи усиления вулканической деятельности**, в результате которой атмосфера и гидросфера значительно обогащалась углекислотой, что благоприятствовало пышному развитию фотосинтезирующих организмов и формированию карбонатных осадков.

Просло тонкозернистого туфогенного материала в мендымских отложениях доманиковой фации были отмечены на юге Пермской области [1]. Поэтому вполне допустимо, что обогащение вод эпиконтинентального моря биогенными элементами происходило как за счет вулканических эксгаляций и поствулканических гидротерм, так и вследствие разрушения вулканических пород.

Минерагеническая специализация доманиковой формации обусловлена сочетанием благоприятных факторов: геохимического, структурно-тектонического и литологического.

Геохимический фактор определялся прежде всего сероводородным заражением придонного слоя доманикового бассейна осадконакопления. Рудные компоненты поступали в бассейн седиментации в результате поверхностного и подводного разрушения магматических и осадочных пород, а вулканических эксгаляций и поствулканических гидротерм.

Сероводородное заражение придонного слоя создают резерв в водном бассейне одних элементов (фосфор, марганец и др.) и удалению других (ванадий, молибден, уран и др.) в виде металлоорганических соединений и сульфидов; эти процессы установлены в осадках Черного моря. Минерагеническая специализация доманиковых формаций играет определенную роль и в решении вопроса о генезисе рудных

концентраций в тяжелых нефтях и битумах, определяя размещение «нафтометаллогенических провинций» [5].

Выделение доманиковых формаций в осадочных бассейнах имеет важное значение для прогнозирования не одного, а целого комплекса полезных ископаемых. В этом отношении большой интерес вызывают палеозойские отложения Западной Сибири, где обнаружены отложения типа доманика и окаймляющие их рифовые сооружения. Можно предположить существование системы некомпенсированных областей опускания в верхнедевонско-нижнекаменноугольном структурно-вещественном комплексе Западной Сибири, поскольку процессы активизации платформ имели глобальный характер.

Для дальнейшей работы в этом направлении огромную роль играют статьи и монографии Я. Э. Юдовича и важная книга петербургских литологов и геофизиков — Б. А. Лебедева и С. В. Аглонова [10].

Литература

1. *Аверьянов В.И., Хафизов М.М.* Магматогенные образования палеозоя Русской платформы // Условия формирования и закономерности размещения месторождений нерудного минерального сырья Европейской части СССР. Казань, 1976. С. 76–81.
2. *Аухатов Я.Г.* Особенности накопления органического вещества в условиях некомпенсированного прогибания и полезные ископаемые // Проблемы осадочной геологии докембрия. Вып. 7. Кн. 2. М.: Наука, 1981. С. 16–20.
3. *Валеев Р.Н.* Тектоника и минерагения рифея и фанерозоя Восточно-Европейской платформы. М.: Недра, 1981. 215 с.
5. *Гольдберг И.С.* Нафтометаллогенические провинции мира и генезис рудных концентраций в тяжелых нефтях и битумах // Геол. нефти и газа, 1990, №3. С. 2–7.
6. *Казанцева Т.Т.* Тектонические циклы и формационные ряды (Препринт доклада) // Уфа: ИГ УНЦ, 1983. С. 37.
7. *Мкртчян О.М.* Закономерности размещения структурных форм на востоке Русской плиты. М.: Наука, 1980. 133 с.
8. Тектоника и зоны нефтегазонакопления Камско-Кинельской системы прогибов / М.Ф. Мирчинк, Р.О. Хачатрян, В.И. Громека и др. М.: Недра, 1965. 212 с.
9. *Эллерн С.С.* Некомпенсированные прогибы древних платформ — специфические структуры переходной стадии // Некомпенсированные прогибы платформ и их нефтегазоносность. Казань, 1976. С. 3–29.
10. *Юдович Я.Э.* Мощный прорыв в учении о рудогенезе: образование гигантских рудных месторождений // Уральск. геол. ж., 2010, № 5(77). С. 46–52.

Бокситы и коры выветривания

ДИАГНОСТИКА ПРОДУКТОВ ВЫВЕТРИВАНИЯ ДОЛЕРИТОВ В ОСАДОЧНЫХ ТОЛЩАХ

Н. Н. Зинчук

Западно-Якутский научный центр АН РС(Я), Мирный

nnzinchuk@rambler.ru

Трапповый магматизм известен на ряде древних платформ Мира. На Сибирской платформе наиболее интенсивно он проявился в раннем триасе. В ряде алмазоносных районов Якутской алмазоносной провинции (ЯАП) по субстрату траппов развивались различные по мощности коры выветривания (КВ).

Наиболее детально средне-позднетриасовая КВ на траппах изучена нами в Мало-Ботуобинском алмазоносном районе, т.е. в пределах юго-восточной окраины Тунгусской синеклизы. Трапповое плато, занимающее северо-западную часть Мало-Ботуобинского района, и развитая на нём площадная остаточная КВ на долеритах средне-позднетриасового возраста вместе с породами субстрата в послераннеюрское время подверглись интенсивной денудации. Поэтому КВ на долеритах здесь сохранилась от размыва только в понижениях плато или в тектонически опущенных блоках. Мощность КВ на долеритах составляет обычно первые метры, лишь в отдельных разрезах достигая 50 м и более. Обычно от размыва сохраняется лишь нижняя часть КВ — зона дезинтеграции. Размеры остатков такой коры обычно небольшие (до 1 км², реже больше). Форма их овальная, неправильная. Кроме площадной коры в северной части Мало-Ботуобинского района установлена КВ долеритов (мощностью до 30 м), развитая вдоль тектонических нарушений. Большинство сохранившихся полей этой КВ располагаются на пониженных участках современных водораздельных пространств траппового плато, имея выход на дневную поверхность, и в меньшей степени — в пределах склонов мезозойских депрессий, где триасовая КВ перекрыта нижнеюрскими отложениями.

Наиболее полные разрезы (до 45 м) КВ на долеритах, сохранившиеся от размыва в тектонически опущенных блоках, вскрыты в центральной части Мало-Ботуобинского района. В северной части этого района, как и в Далдыно-Алакитском алмазоносном районе, мощность КВ не превышает 15 м. Породы субстрата в этой части региона представлены разнозернистыми серыми и темно-серыми долеритами, сложенными плагиоклазами (лабрадор-битовнит), моноклинными пироксенами (авгит), ильменитом, магнетитом, оливином, биотитом и стекловатым мезостазисом. Преобладает пойкилоофитовая и интерсертальная структуры, значительно реже офитовая и порфиоровая. Вверх по разрезу увеличивается количество микротрещин.

Уже в нижних горизонтах зоны дезинтеграции наблюдается разложение плагиоклазов и фемических минералов и формирование по ним железисто-глинистых тонкодисперсных агрегатов. Здесь наблюдается существенное перераспределение Si, начальная стадия окисления Fe²⁺ и резкое усиление гидратации

минералов (нарастание в анализах содержания адсорбированной и конституционной воды). Вверх по разрезу породы подверглись более интенсивным процессам преобразования, вызвавшим разрушение первичных структур долеритов, появление густой сети различных макро-, мезо- и микротрещин, выполненных вторичными минералами (кальцитом, идингситом, гётитом и гематитом). Большинство реликтовых минералов замещаются глинистыми образованиями и гидроксидами железа. В нижней части в составе пелитовой составляющей доминирует вермикулит ($b=0.920$ нм) и ди-триоктаэдрический монтмориллонит ($b=0.902$ нм). По мере преобразования вермикулита в монтмориллонит, последовательно уменьшается параметр b исходного минерала. При этом монтмориллонит в межслоевых промежутках содержит в основном Mg, однако в продуктах начального изменения долеритов широко развит диоктаэдрический монтмориллонит ($b=0.893$ нм), обогащённый Na межслоевых промежутках. В виде мономинеральной (1.240 нм) фазы он нередко выполняет трещины в породе, что обусловлено интенсивным выносом из системы содержащегося в плагиоклазах Ca. Самая верхняя часть разрезов выветрелых долеритов представлена грязно-жёлтыми образованиями с реликтами структур материнских пород только в отдельных обломках. Здесь практически полностью разрушаются самые неустойчивые первичные минералы тяжёлой фракции (пироксены и амфиболы), что приводит к относительно высокой концентрации умеренно устойчивых (группа эпидота) и весьма устойчивых (турмалин, рутил, сфен и др.) минералов. В аутигенном комплексе возрастает роль пирита и сидерита. В таких частях профилей последовательно разрушается вермикулит и накапливается монтмориллонит, с дальнейшим разупорядочением структуры. Разложение вермикулита проявляется в уменьшении размеров и в разрушении клиновидных микроблоков, а также в увеличении количества более плотных, чем в низах разрезов, псевдоглобулярных микроагрегатов монтмориллонита, преимущественно с Ca в межслоевых промежутках. Отмечаются здесь также некоторые следы растворения промежуточных вторичных фаз, образующихся в полостях выщелачивания нижежащих пород, уменьшение содержания CaCO₃, а также выделение аморфного кремнезёма. Формируются две парагенетические ассоциации элементов-примесей, отличающиеся значительной устойчивостью по профилю КВ: Pb-Ba-V и Cs-Li-Cr. Медь нередко довольно тесно связана с рубидием.

Продукты перемыва и переотложения коры выветривания долеритов установлены в различных горизонтах мезозойских алмазоносных отложений Яку-

тии. Наиболее перспективными для поисков коренных и россыпных месторождений алмазов являются мезозойские отложения Мало-Ботубинского алмазонного района, представленные континентальными отложениями иреляхской (T_3-J_1r) и укугутской (J_1uk) свит, а также прибрежно-морскими и морскими образованиями плинсбахского (J_1p) и тоарского (J_1t) ярусов. В мезозое в пределах Ангаро-Вилуйского прогиба существовали две структурно-формационные зоны, которые характеризовались специфическими особенностями строения, наложившими определённый отпечаток на формирующиеся осадки. Одна из них (юго-восточная) совпадает с центральной (приосевой) частью прогиба, где в условиях низкой аллювиальной равнины (для иреляхской и укугутской свит) накапливались отложения, обогащённые преимущественно чуждым району полиминеральным материалом. Вторая, северо-западная зона, совпадает с северо-западным бортом Ангаро-Вилуйского прогиба и располагается в пределах траппового плато. Здесь в условиях денудационной и денудационно-аккумулятивной равнины накапливались осадки с преобладанием местного материала. В это время вдоль бровки северо-западного борта прогиба в пределах Мало-Ботубинского района на поверхность выходили источники кимберлитового материала (Иреляхская и Мачобинская депрессии).

В отложениях *иреляхской свиты* псефитовые породы представлены гравелитами, конгломератами, брекчиями, а также рыхлыми галечно-щебенчатыми отложениями, которые в основании разреза обычно образуют линзы и прослои, а по разрезу отмечаются только рассеянные гальки и гравий. Наибольшая мощность прослоев крупнообломочных пород отмечена в нижней толще иреляхской свиты в пределах приосевой части Ангаро-Вилуйского прогиба. Обломочный материал представлен преимущественно (до 80 %) сравнительно хорошо окатанными разнообразными (метаморфическими, кислыми, средними, щёлочными изверженными и интрузивными) чуждыми району породами. Обломки местных пород (различно изменённые терригенно-карбонатные породы нижнего палеозоя и траппы) окатаны слабо. Широко распространены здесь псаммиты, представленные граувакковыми аркозами, полевошпат-кварцевыми и кварц-полевошпатовыми граувакками. Чисто алевритовые и глинистые породы в разрезах приосевой части прогиба встречаются сравнительно редко. Петрографический состав грубообломочного материала в иреляхской свите этой части прогиба, как и данные минералогических исследований, указывает на незначительную концентрацию здесь продуктов перемыва и переотложения древних КВ, в т.ч. и по субстрату траппов. Для иреляхских отложений отмеченной полосы характерно развитие глин с прослоями тонкозернистых песков и алевритов. Более полные разрезы свиты сохранились здесь в Иреляхской и Мачобинской депрессиях. Стратотипом иреляхских отложений этого района можно считать разрезы древней алмазонной россыпи, расположенной в локальной впадине на борту Иреляхской мезозойской депрессии. Повышенная концентрация продуктов переотложения древних КВ (в т.ч. и долеритов)

отмечается здесь в нижних горизонтах свиты. Обычно в таких участках увеличивается крупность песка и появляется примесь галечного и гравийного материала. Нередко в нижних частях разрезов встречаются глыбы и щебень по-разному выветрелых терригенно-карбонатных пород, траппов и значительная концентрация минералов-спутников алмаза. Вверх по разрезу содержание выветрелого материала резко уменьшается. Иной тип отложений иреляхской свиты зафиксирован в Мачобинской депрессии. В пределах её восточного борта эти отложения (мощностью до 9 м) тянутся в виде полосы северо-западного простирания, залегающая на субгоризонтальных террасовидных площадках, осложняющих борт депрессии. Ширина этой полосы 70–200 м, протяжённость до 5 км. Доминируют в таких разрезах галечники и конгломераты со значительным количеством и различной степени выветрелых обломков долеритов и терригенно-карбонатных пород. В наиболее глубоких осевых частях Мачобинской депрессии, в районе устья руч. Мачоба-Салаа и на водоразделе ручьев Мачоба-Салаа-Келтыкен мощность отложений свиты достигает 40 м. Отложения свиты на этих площадях можно разделить на две пачки: нижнюю и верхнюю. Большая часть разреза сложена здесь делювиально-пролювиальными образованиями. Наибольшая концентрация обломков выветрелых траппов и терригенно-карбонатных пород отмечена в низах нижней и верхней пачек, когда они непосредственно залегают на эродированной поверхности пород нижнего палеозоя.

Анализ минерального состава лёгкой и тяжёлой фракций и распределения их по площади показывает, что в иреляхских отложениях в целом развит сходный с верхнепалеозойскими осадочными породами комплекс породообразующих и акцессорных минералов. Сходство морфологического облика минералов и результаты литолого-палеогеографических реконструкций позволяют сделать вывод, что основными источниками поступления этих минералов в бассейны седиментации иреляхского времени являлись широко развитые в районе и на смежных площадях породы нижнего и среднего палеозоя. Чётко фиксируются здесь продукты переотложения КВ терригенно-карбонатных пород, трапповой формации и кимберлитов, максимальная концентрация которых отмечена в базальных горизонтах и нижних частях иреляхской свиты северо-западного борта Ангаро-Вилуйского прогиба. Значительная концентрация продуктов переотложения древних КВ отмечена в иреляхских отложениях в пределах траппового плато (северо-западный борт Ангаро-Вилуйского прогиба).

Напротив, отложения *укугутской свиты* характеризуются незначительной концентрацией продуктов переотложения древних КВ. Только в локальных депрессиях северо-западного борта прогиба, в случае непосредственного залегания их на КВ траппов, в нижних горизонтах увеличивается концентрация аллотигенных глинистых минералов. Нижние горизонты укугутской свиты сложены довольно мощной толщей конгломератов. Галечный материал в них представлен весьма разнообразными изверженными, метаморфическими и осадочными породами. Подавляю-

щее большинство (до 90 %) этих образований являются чуждыми для района. К ним относятся метаморфические и большая часть изверженных пород. В депрессиях траппового плато (северо-западный борт прогиба) отложения укугутской свиты более обогащены продуктами выветривания древних КВ (в т. ч. и долеритов), чем в центральной части прогиба, но всё же значительно меньше, чем иреляхские породы. В отложениях укугутской свиты северо-западного борта прогиба развиты гравелиты, отличающиеся от иреляхских более грубой зернистостью и иным составом обломков, среди которых не встречены пелитизированные эффузивы. Остальная часть обломков по составу близка к иреляхским, однако здесь появляются обломки полнокристаллических пород — аплитов, гранит-порфиров, микрогранитов, микропегматитов и др. В укугутских отложениях заметно больше гравийных зёрен кварца и особенно полевых шпатов (ортоклаза и микроклина). Чаше присутствуют в них обломки осадочных пород (алевролитов, песчаников и др.), а также метаморфических сланцев и гнейсов. Состав породообразующих компонентов в этих отложениях приосевой части прогиба примерно тот же, что и в иреляхской свите. Однако в отличие от последних, в укугутских породах появляются сильно хлоритизированные обломки эффузивов или туфов с ре-

ликтовыми порфиrowыми и кристалловитрокластическими структурами.

Отложения *плинсбахского и тоарского ярусов* характеризуются сравнительно небольшой концентрацией продуктов выветривания, в частности, аллотигенных глинистых минералов. В период формирования этих отложений небольшую роль играли только древние КВ основных пород (долеритов). На это указывает присутствие в пелитовой составляющей аллотигенного монтмориллонита и смешанослойных образований, характерных для этих кор выветривания. От аналогичных образований укугутской свиты отложения этих ярусов отличаются более высоким содержанием литоидных обломков и частично их составом.

Итак, продукты выветривания долеритов установлены в нескольких мезозойских толщах. Наблюдающиеся различия в обилии и составе этих продуктов во многом связаны с существованием в регионе различных структурно-тектонических зон, где существовали неодинаковые условия для развития, сохранности и переотложения продуктов элювиального преобразования пород. Процессы пенепленизации, синхронного корообразования и последующего размыва элювиальных толщ имеют важное значение для формирования осадочных месторождений полезных ископаемых.

О КОНЦЕНТРАЦИИ ТУФОГЕННОГО МАТЕРИАЛА В ПРОДУКТИВНЫХ НА АЛМАЗЫ ДРЕВНИХ ОСАДОЧНЫХ ТОЛЩАХ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Н. Н. Зинчук

Западно-Якутский научный центр АН РС(Я), Мирный

nnzinchuk@rambler.ru

На Сибирской платформе коры выветривания на туфах и туфобрекчиях трубок взрыва и на туфогенных образованиях корвунчанской свиты нижнего триаса отмечены в различных участках, но наиболее детально они нами изучены в пределах Мало-Ботуобинского алмазоносного района в связи с прогнозно-поисковыми работами на алмазы. *Трубки взрыва трапповых пород* обнаружены в различных позднепалеозойских и мезозойских структурно-формационных зонах Мало-Ботуобинского района. На конседиментационных поднятиях коры выветривания (КВ) по туфам и туфобрекчиям сохранились лучше, чем на денудационно-аккумулятивных и аккумулятивных поверхностях, соответствующих палеовпадинам. Так, туфогенные породы трубчатых тел А-48, А-50 и др. на Мирнинском палеоподнятии подверглись выветриванию на значительную глубину. Здесь под нижнеюрскими отложениями и траппами вскрыта КВ значительной мощности (до 70–90 м), в профилях которой установлены и более зрелые её горизонты. В центральных же частях Кюеляхской верхнепалеозойской впадины и Ангаро-Вилуйского мезозойского прогиба на туфах и туфобрекчиях трубок взрыва (А-200,

А-220, А-400 и др.) установлены только нижние горизонты КВ — зоны дезинтеграции и начального выщелачивания мощностью в несколько метров. При этом в пределах Мирнинского палеоподнятия, наряду с трубками взрыва, выветрелыми на значительную глубину, встречены трубчатые тела (А-88, А-1-3 и др.) со слабо выраженным корообразованием. Такое положение можно объяснить различной степенью переработки агломератовых туфов и туфобрекчий трубчатых тел гидротермально-метасоматическими процессами как в период их становления, так и в дальнейшем. **Чем интенсивнее эти породы подвергались подобной переработке, тем менее устойчивыми они становились к выветриванию.** Например, по породам трубки Ан-49, сильно изменённым гидротермально-метасоматическими процессами, в позднедевонское-раннекаменноугольное время весьма интенсивно и на значительную глубину развивалось корообразование: скважина глубиной около 100 м в центре трубки не вышла из изменённых пород. Перекрывается это тело долеритами и нижнеюрской осадочной толщей общей мощностью до 17 м. Разрез туфов и туфобрекчий прерывается примерно 27-метровой толщей долеритов

(глубины 107.8–134.4 м); нами наиболее детально исследована верхняя (глубины 17.0–107.8 м) часть разреза. Выветрелую часть этого интервала с некоторой долей условности можно разделить на две зоны, связанные постепенным переходом: верхнюю (17.1–48 м) и нижнюю (48–94.2 м).

Исходные (материнские) породы (глубины 94.2–107.8 м) в низах трубки представлены зелеными и грязно-зелеными сравнительно плотными туфами и туфобрекчиями (средняя плотность до 2.90 г/см^3 , пористость 13–25 %). Основная масса пород характеризуется в целом слабой раскристаллизованностью, реже она стекловатая. Сложены породы сравнительно плотным пирокластическим материалом с мелкими обломками иных пород, кварца, халцедона, полевых шпатов, биотита и других минералов. Включения (размером до нескольких сантиметров) состоят из обломков терригенно-карбонатных пород, песчаников, алевролитов и траппов. В выветрелых породах данного разреза преобладают псефито-псаммитовые и кристалло-литовитрокластические структуры. В слабо выветрелых породах много таблитчатых кристаллов полевых шпатов (в основном олигоклаза, лабрадор-битовнита и микроклина), на поверхности которых отмечаются тонкодисперсные вторичные образования типа кристаллитов. В пелитовой составляющей преобладает хлорит Mg-Fe-типа ($b=0,927 \text{ нм}$) с небольшой примесью монтмориллонита и вермикулита.

Образования нижней зоны коры выветривания этого типа (глубины 48–94.2 м) представлены серым, грязно-серым, кремово-коричневым и зеленым структурным элювием агломератовых слабо изменённых туфов и туфобрекчий. В целом это довольно однородная толща с выдержанными физико-механическими свойствами. В составе продуктов частичного изменения этих туфогенных пород резко доминируют глинистые и глинисто-железистые агрегаты. Содержание кварца и полевых шпатов в легкой фракции, где присутствуют также выделения аллофана и единичные зерна халцедона, редко превышают 15–20 %. Среди первичных тяжёлых минералов резко преобладают магнетит и ильменит. Менее распространены умеренно устойчивые (группа эпидота) и весьма устойчивые (циркон, гранаты, турмалин, рутил, сфен и дистен.) минералы. Аутигенные минералы тяжёлой фракции зачастую почти полностью представлены гидроксидами железа (гётит, гидрогетит, реже — гематит), что придаёт породам желтовато-серую и бурю окраску. Вверх по разрезу этой зоны наблюдается быстрое окисление и разложение хлорита. Постепенно уменьшаются вверх по разрезу концентрации вермикулита и Mg-Fe³⁺-монтмориллонита, вместо которых возникает неупорядоченное вермикулит-монтмориллонитовое смешанослойное образование ($d=0.149 \text{ нм}$), что указывает на увеличение роли трехвалентных катионов (в том числе и Al) в его структуре. Резко увеличивается вверх по разрезу содержание каолинита, который в низах профиля можно отнести к первой генерации, образующейся в основном за счёт изменения крупных (до 6–8 мкм) псевдогексагональных кристаллов микроклина. В верхах зоны, где каолинит максимально развит, он

представлен второй генерацией в виде вермикулитоподобных сростков размером 10–15 мкм. Здесь он образуется в сферических полостях плагиоклазов по развивающемуся за счёт их изменения монтмориллониту, который возникает вначале в виде характерных микроагрегатов, особенно с Ca в межслоевых промежутках. В разрезе рассматриваемой зоны отмечается также серпентин, представленный в отдельных прослоях пластинчатой и волокнистой разновидностями.

Верхняя зона рассматриваемого профиля (глубины 17.1–48 м) сложена преимущественно желтыми, желтовато- и грязно-бурыми сильно выветрелыми образованиями. Для нижних частей зоны (глубина 48 м) характерно обилие рассеянных пелитоморфных выделений гидроксидов железа, образующих иногда по трещинам темные (до чёрных) агрегаты. В отдельных участках разреза зафиксированы мелкие, обычно не превышающие первых миллиметров, сероватые выделения, которые, судя по розетковидным формам и кристаллооптическим данным, являются халцедоном. Вверх по разрезу увеличиваются размеры выделений гидроксидов железа, создающих желтовато-бурю пятнистую окраску пород. За счёт дальнейшего изменения плагиоклазов возрастает роль глинисто-железистых агрегатов. В тяжелой фракции увеличивается концентрация лейкоксенизированного ильменита, но уменьшается (до полного исчезновения) содержание умеренно устойчивых (группа эпидота) и весьма устойчивых (гранаты, циркон, турмалин и сфен) минералов. В низах верхней зоны содержание неупорядоченной вермикулит-монтмориллонитовой смешанослойной фазы относительно каолинита возрастает. Судя по значению $d_{060}=0.149 \text{ нм}$ (такому же, как и в нижней зоне), в октаэдрических позициях минерала здесь также преобладает Fe²⁺ с подчинённым содержанием Al и Mg. Это подчёркивается разложением смешанослойной фазы в теплой HCl и исчезновением полосы поглощения деформационных колебаний Si-O-Al^{VI}-связи на ИК-спектрах образцов после термической обработки. К верхам данной зоны содержание каолинита увеличивается и представлен он здесь относительно тонкими по оси *c* микроблоками размером не более 2–3 мкм. Это позволяет рассматривать его как третью генерацию, развивающуюся за счёт преобразования указанной смешанослойной фазы. В отдельных прослоях данной зоны в выщелоченных полостях как промежуточная фаза проявляются скопления чечевицеобразных кристаллов алунита размером около 0.5 мкм. Интенсивное развитие здесь каолинита сопровождается выделением аморфного кремнезема. В отдельных прослоях зоны отмечена примесь вермикулита и монтмориллонита, что связано с неодинаковым характером изменения пород при выветривании. Особенностью разреза коры выветривания этого типа является преобладающая роль SiO₂ и Al₂O₃, а местами и Fe₂O₃. Наиболее высокий коэффициент вариации содержания отдельных элементов характерен для K и Ca, меньший — для Fe²⁺, Mg и Fe³⁺. Распределение содержания малых элементов в породах изученного разреза в целом примерно равномерное. Некоторая тенденция к накоплению отмечена только для Ni и Co. Здесь выделяются устойчивые парагенетические ассоциации элемен-

тов: Sr-Zn-Cu-Sc и Co-Ni, остальные элементы не образуют значимых корреляционных связей.

Кора выветривания на туфогенных образованиях корвунчанской свиты нижнего триаса, по сравнению с площадными остаточными элювиальными образованиями на терригенно-карбонатных породах и долеритах, в данном регионе встречается реже. Такие туфогенные породы сохранились от размыва в виде относительно больших полей лишь в самой северо-западной части Мало-Ботуобинского района. На остальной территории траппового плато отмечаются мелкие останцы этих пород, выполняющие отрицательные формы раннетриасового рельефа. Сохранившаяся мощность КВ составляет первые метры, изредка до 27 м — только в случае перекрытия КВ нижнеюрскими отложениями. Породы субстрата КВ представлены зеленовато- и желтовато-серыми или коричневыми агломератовыми туфами и туфобрекчиями. Обломочный материал (включения алевролитов, терригенно-карбонатных пород, долеритов, гравия кремнистых пород и др.) в отдельных местах составляет до половины их объёма. Структура материнских пород преимущественно кристалло-литовитрокластическая, псефито-псаммитовая, участками до псаммитовой. Цементирующая масса сложена изотропным пепловым материалом (бурой и грязно-бурой окраски) с обломками различных пород (траппов, алевролитов и кварцитов) и некоторых минералов (кварца, полевых шпатов, биотита и др.). Нередко отмечаются следы вторичных изменений пород — ожелезнения, пиритизации и кальцитизации. В составе продуктов выветривания преобладают глинистые (10.5–67.5 %) и глинисто-железистые (29.4–71 %) агрегаты, практически не поддающиеся полной дезагрегации. Подчинённую роль играют кварц (до 11.7 %) и полевые шпаты (до 10.6 %), содержание которых обычно уменьшается в верхних частях разрезов. В тяжёлой фракции резко преобладает сравнительно свежий (37.9–73.1 %) и в различной степени лейкоксенизированный (22.2–47.7 %) ильменит. Содержания остальных первичных минералов (пироксенов, эпидота, циркона, рутила и др.) редко превышают первые проценты. В аутигенном комплексе тяжёлой фракции резко доминируют (91–100 %) гидроксиды железа (гётит и гидрогётит), окрашивающие отдельные участки породы в желтовато-бурые цвета различной интенсивности. Во фракции мельче 0.001 мм нижних частей профилей отмечены метагаллазит, вермикулит и монтмориллонит. Вверх по разрезу происходит диоктаэдризация последних и образование вермикулит-монтмориллонитовых смеша-

нослойных образований неупорядоченного типа., которые в верхах профилей трансформируются в каолинит. Каолинит образуется также непосредственно по микроклину либо по плагиоклазам. Наблюдаемая в большинстве разрезов примесь серпентина приурочена обычно к прослоям с более высокими значениями рН, обусловленными локальными концентрациями Mg и Fe²⁺ и возникновением восстановительной обстановки.

По особенностям продуктов изменения туфов их можно диагностировать в осадочных толщах в случае их незначительной постседиментационной изменённости. Так, например, в нижней части иреляхских отложений (T₃-J₁ir) в пределах восточного борта Мачобинской депрессии Сибирской платформы доминируют галечники и конгломераты со значительным количеством в различной степени изменённых обломков пород туфообразного облика. В иреляхских отложениях бассейна р. Ирелях широко развиты гравелиты, обычно с преобладанием обломков кремнистых, пирокластических и эффузивных пород. Обломки пелитизированных эффузивов и туфов отличаются сравнительно мелкими размерами и хрупкостью сложения. На отдельных участках встречены прослои, почти целиком состоящие только с пелитизированных гравийных обломков туфогенных пород, сменяющиеся песчаниками; вероятно, это результат перемыва отложений после их накопления, обусловившего разрушение хрупких пелитизированных частиц и обогащение осадочных толщ более прочными обломками. Иногда видно, как апотуфовые пелитизированные обломки, разрушаясь, превращаются в глинистую цементирующую массу среди более прочных частиц. Подавляющее большинство таких гравелитов заполнено и сцементировано смесью песка, алеврита и глины. Гравийная часть гравелитов имеет обычно собственно граувакковый состав, а их песчано-алевритовый материал относится к кварцевым и полевошпат-кварцевым грауваккам. Роль цемента в гравелитах выполняет глинистое вещество, заполняющее поры между зёрнами или образующее базальную основу породы. Часто в пелитовой составляющей базальных горизонтов иреляхской свиты резко доминируют аллотигенные выделения монтмориллонита со смешанным составом катионов, ассоциирующие с вермикулит-монтмориллонитовой смешанослойной фазой, а также примесью метагаллазита.

Приведённые данные подчёркивают необходимость комплексного изучения не только пород продуктивных горизонтов, но и предполагаемых поставщиков в них терригенного материала.

О ДИАГНОСТИКЕ ПРОДУКТОВ ВЫВЕТРИВАНИЯ КИМБЕРЛИТОВ В ОСАДОЧНЫХ ТОЛЩАХ

Н. Н. Зинчук, М. Н. Зинчук

Западно-Якутский научный центр АН РС(Я), Мирный

nnzinchuk@rambler.ru

На древних платформах мира, в пределах которых установлен кимберлитовый магматизм, выделяются как крупные, так и относительно малые по размерам кимберлитовые трубки, в верхних частях которых развита кора выветривания. Анализ геолого-минералогических особенностей и состава кор выветривания на кимберлитах показал, что интенсивно химически переработанные кимберлиты отмечаются только в отдельных алмазоносных районах. Примером такой глубоко химически переработанной коры выветривания на Сибирской платформе является трубка имени XXIII съезда КПСС. Примечательно, что рядом расположенные с ней другие диатремы (Дачная, Интернациональная, Амакинская и Таёжная) имеют в своей верхней части слабо выраженные элювиальные профили, существенно различающиеся по строению и вещественному составу от первого хорошо химически переработанного типа. В алмазоносных районах Сибирской платформы такие элювиальные образования часто полностью перекрыты осадочными верхнепалеозойскими и мезозойскими отложениями, реже — пластовыми интрузиями траппов. Нередко намечается своеобразная вертикальная зональность, которая проявляется в смене состава и строение кимберлитовых тел. Так, с глубиной кора выветривания кимберлитов сменяется дезинтегрированными образованиями, которые затем переходят в плотные породы. Кроме отмеченной гипергенной зональности, с глубиной изменяется степень переработки кимберлитов пневматоолитово-гидротермальными процессами. При проведении поисковых работ в конкретных регионах надо помнить, что при разном денудационном срезе кимберлитов на поверхность будут выходить различные горизонты профиля выветривания кимберлитов. Следовательно, по составу и соотношению в разрезах глинистых и некоторых вторичных минералов нередко возможно судить о величине эрозионного среза кимберлитовых диатрем.

В большинстве изученных элювиальных профилей **плотные невыветрелые породы** представлены в различной степени и оттенков окрашенными кимберлитовыми брекчиями, основная масса которых сложена преимущественно агрегатами кальцита и серпентина. Количество обломочного материала редко превышает 25–30 % объёма породы. Нередко в таком же количестве присутствуют и псевдоморфозы по оливину. Отмечается также начальная стадия развития трещиноватости пород. В легкой фракции таких образований доминируют серые, буровато- и грязно-серые глинистые и глинисто-железистые агрегаты, являющиеся продуктом гипергенного изменения серпентинов и карбонатов, а также угловатые, полуокатанные и окатанные обломки кварца — бесцветного, серого, мутного, часто полупрозрачного. Отмечены также округлые и сфероподобные серые, грязно-серые и бесцветные выделения халцедона, а также бу-

роватые, реже бесцветные зёрна плагиоклазов (преимущественно олигоклаза и андезина).

В слабо изменённых кимберлитах нередко в перемешанном количестве встречаются бледно-оливковые и желтовато-зелёные чешуйки флогопита, которые в низах профилей приобретают зеленоватую пятнистую окраску. Доминируют в плотных или слабо изменённых кимберлитах пластинчатые серпентины, структура которых состоит из слоёв типа *A* и *B*, ассоциирующие с гидрослюдой, монтмориллонит-гидрослюдистой смешанослойной фазой, хлоритом, вермикулитом и монтмориллонитом.

Самые верхние горизонты таких профилей выветривания сложены трещиноватыми желтовато-коричневыми и грязно-бурыми глинистыми образованиями, в которых структурно-текстурные особенности материнских пород практически не наблюдаются. К верхам разрезов существенно возрастает количество пелитовой составляющей и уменьшается роль обломков пород и включений, реликты которых фиксируются лишь за счёт изменения окраски таких выделений по отношению к общей массе. Неравномерное распределение в породах этих горизонтов гидроксидов железа приводит к чередованию более тёмных (до чёрных) глинистых образований со светлыми (зеленовато- и желтовато-серыми). Продукты выветривания здесь содержат в основном монтмориллонит и неупорядоченную монтмориллонит-гидрослюдистую смешанослойную фазу. Вверх по разрезу в структуре трехэтажных минералов разбухающего типа содержание Al увеличивается. Количество гидрослюды к верхам разреза уменьшается, но растёт при этом отношение интенсивностей 1.0 и 0.5 нм рефлексов на дифрактограммах минерала. Всё это указывает на интенсификацию вверх по разрезу процессов выветривания. Серпентин сохраняется вплоть до самых верхних частей разреза, а содержание каолинита, по сравнению со средними частями профилей, практически не увеличивается.

Установлена специфика не только алмазоносных районов и полей древних платформ мира, но и отдельных кимберлитовых тел и слагающих их фаз внедрения кимберлитов по алмазоносности, распределению алмазов по крупности и среднему весу, морфологии и физическим свойствам. В пределах отдельных фаз внедрения распределение алмазов по типоморфным особенностям довольно однородно. Первичные особенности алмазов, определяемые условиями их кристаллизации, подвержены существенным вторичным изменениям в постмагматических и гипергенных условиях. В результате каталитического окисления в постмагматических условиях, на алмазах могут образовываться шрамы, каверны и каналы по плоским и линейным скоплениям дефектов структуры. Высокие внутренние напряжения, связанные с нарушением кристаллической решетки, обуславливают развитие

коррозионного растрескивания вследствие адсорбционного понижения прочности. Максимальным изменениям подвергаются дефектные кристаллы с различной окраской, полосами пластической деформации, включениями и высокими внутренними напряжениями. В коре выветривания кимберлитов процесс доминирующего разрушения дефектных кристаллов продолжается, отчего комплекс алмазов «вызревает» за счёт относительного обогащения более качественными индивидами. В отдельных случаях происходит своеобразное «проседание» более устойчивых кристаллов алмаза в нижние части глинистых продуктов элювия этих пород, что приводит к повышению концентрации минерала в отдельных частях гипергенной толщи. Максимальным изменениям реликтовые минералы кимберлитов подвергаются в верхних частях элювиальных профилей. Из глубинных минералов сильно изменяется оливин, являющийся в исходной породе породообразующим, тогда как в апокимберлитах встречаются лишь его реликты. Довольно сильно изменяются в коре выветривания кимберлитов пироксены, которых в исходных породах значительно меньше, чем оливина. Реликты оливина и пироксенов в зоне гидролиза практически полностью уничтожаются за счёт замещения вторичными минералами. Коррозионное растрескивание в постмагматических и гипергенных условиях преобразования кимберлитов захватывает практически все зерна пироба, что приводит к существенным изменениям минерала вплоть до полного его исчезновения. По степени изменения пиробов в коре выветривания кимберлитов трубки сильно различаются. Так, в одних трубках (Дачная, Таёжная, Амакинская и др.) изменения произошли относительно слабо и многие зерна пиробов сохранили овальную форму, обусловленную магматическими оплавлениями. В других случаях (кимберлитовые трубки Мир, Удачная и др.) инконгруэнтное растворение пиробов выразилось в замещении его ещё в постмагматическую стадию гидрогранатом. Более широко распространено в изучаемых корах выветривания частичное замещение пиробов с поверхности и по трещинам хлоритом с образованием на минерале кавернозного и черепитчатого рельефа растворения. Для пиробов установлено два типа гипергенного растворения — дислокационный и кубоидный. Дислокационный характеризуется широким развитием в объёме зерен пиробов волосяных каналов травления по дефектам кристаллической решетки. Кубоидный тип растворения развивается по малодефектным зернам и их фрагментам. Его особенностью является развитие положительного пологобугорчатого или каплевидного рельефа. Крайней формой растворения по кубоидному типу является выпуклогранный кубоид — равновесная форма растворения граната. Сильно подвержены гипергенному растворению малохромистые пиробы оранжевых оттенков, более устойчивы хромистые разности фиолетового цвета, включая пиробы алмазной ассоциации. Гипергенные изменения пикроильменита определяются лейкоксенизацией и коррозионным растрескиванием. Зерна пикроильменита агрегатного строения сильно разрыхляются и легко разрушаются по межзерновым границам. Хромшпинеле-

ид весьма устойчив в условиях гипергенеза и основные его изменения, как и в постмагматических условиях, связаны с коррозионным растрескиванием поверхности. Нередко отмечаются келифитовые каймы, являющиеся продуктом реакции пироба с расплавом. Внешняя их поверхность покрыта бугорчатыми образованиями, повторяющими рельеф зерна под келифитовой каймой, которая зачастую имеет радиально-лучистое строение. Между основанием каймы и поверхностью пироба, как и по трещинам в нем, отмечаются пелитоморфные новообразования. Толщина каймы — от тонкой, плохо выраженной, до мощной, практически полностью замещающей пироб. Сложенные неустойчивыми минералами, келифитовые каймы легко истираются и растрескиваются по направлению волокон. Кроме того, трещиноватость пироба и слабая связь с ним келифитовой каймы способствуют быстрому разрушению её в процессе транспортировки. Кайма обычно сохраняется на пиробах не далее первых сотен метров, редко первых километров путей миграции. Поэтому реликты келифитовой каймы на пиробах — надёжный признак близости коренного источника. Келифитовые каймы характеризуются неоднородностью состава, выражающейся, прежде всего, в различной окраске отдельных её частей. В целом в составе келифитовых кайм преобладает темно-зеленая масса, сложенная хлоритом с переменной примесью флогопита и кальцита. В составе молочно-белых новообразований келифитовых кайм на пиробе преобладает кальцит с примесью хлорита. По минеральному составу келифитовые каймы на пиробах из плотных и выветрелых кимберлитов довольно близки между собой. Отмечаются лишь различия в количественном соотношении слагающих их минералов. В отличие от этого, в полиминеральных келифитовых каймах на пиробах из различной степени изменённых кимберлитов Гвинейско-Либерийского щита нередко доминирует франколит ($a_0=0.930-0.932$ нм, $c_0=0.688-0.689$ нм), ассоциирующийся с вермикулитом и кристобалитом.

Процесс выветривания кимберлитов приводит к увеличению их общей пористости (от 7.6 до 48.7 %) и уменьшению средней плотности (от 2.92 до 1.50 г/см³). При этом возрастает трещиноватость пород и содержание пелитовых частиц. Существенно изменяется в процессе выветривания кимберлитов комплекс типоморфных минералов легкой и тяжёлой фракций. В глинистой составляющей продуктов выветривания кимберлитов, кроме широко распространенного серпентина, хлорита и вермикулита, присутствует монтмориллонит, монтмориллонит-гидрослюдистая смешанослойная фаза и гидрослюда. К верхним горизонтам профилей выветривания отмечаются явные элементы разупорядочения структуры смешанослойной фазы, в лабильных межслоевых промежутках которой, как и в монтмориллоните, отмечается преобладание Mg и Ca. Кристаллохимические особенности этой смешанослойной фазы в данном типе кор выветривания существенно отличаются от аналогичных образований в других элювиальных толщах региона. Это связано с иной природой и химизмом исходного материала, за счёт которого в кимберлитах возникло указанное образование, представлен-

ное продуктами диоктаэдризации флогопита и дальнейшей его деградации. Серпентин в пелитовой составляющей слабо изменённых кимберлитов представлен пластинчатой разновидностью, структура которой состоит как из слоёв типа *A*, так и *B*. Он сохраняется вплоть до самых верхов профилей выветривания, где характеризуется политипом *A*. При этом частицам новообразованного политипа (*A*) вначале свойственна округлая глобулярная форма (размер глобул до 0.5 мкм). Иногда глобулы сочленяются в виде червеподобных сростков длиной в несколько микрон. Отмеченное выше изменение минерального состава кимберлитов в процессе формирования наиболее химически переработанных профилей обусловлено частичным выносом из пород одних химических элементов и перераспределение во вновь образующихся фазах других. В таких профилях наиболее значительные изменения отмечены для Fe_2O_3 , Al_2O_3 , TiO_2 , MgO и CaO . Колебания концентраций остальных компонентов не превышают первые десятки процентов. В суммарном балансе вещества самая высокая подвижность и способность к выносу отмечается у CaO (от 0.4796 до 0.0841 мг/см³), MgO (от 0.4133 до 0.0466 мг/см³) и CO_2 (от 0.5520 до 0.0523 мг/см³), что связано с инконгруэнтным растворением в процессе выветривания отдельных компонентов уже изменённой ультраосновной породы (кальцита, флогопита, хлорита и частично серпентина), сопровождающемся выпадением новых фаз, отличных по химическому составу от минералов исходной породы, и удалением из разрезов продуктов этих реакций. Тенденция к накоплению свойственна Fe_2O_3 (от 0.953 до 0.3590 мг/см³), TiO_2 (от 0.0112 до 0.0544 мг/см), Al_2O_3 (от 0.0742 до 0.2627 мг/см³) и в меньшей степени SiO_2 (от 0.4796 до 0.5374 мг/см³). Малые элементы в этих случаях показывают довольно чёткую тенденцию к однонаправленному изменению вверх по разрезам. Общее увеличение концентраций характерно для Sc, Ga, Mn, Nb, V, Cu, Zr, Co, Sr и La, тенденция к выносу — для Rb и Cs. Максимум содержания в средних частях разрезов отмечен для Be, Rb, Ni, Zn и Sr. Однако, в целом для коры вы-

ветривания каждого кимберлитового тела обычно характерен свой комплекс как породообразующих, так и аксессуарных элементов, что связано с различной степенью гипергенного изменения пород. Однако есть и постоянная часть этого ряда, к которой можно отнести Nb-V-La-Mn (накопление) Pb-Cs-Ba-Sr (вынос). В таких комплексах находятся элементы, характерные для кимберлитов, родственные им пород и реже щёлочных образований (Co, Ni, Be, Cu, Zr, Zn, Ga, Sc, P, V и др.), что позволяет использовать эти ассоциации в качестве типоморфных для изменённых кимберлитов и определения их концентрации в перетолженном виде в древних продуктивных толщах, перекрывающих описываемые коры выветривания.

Таким образом, в процессе проведённых исследований получены новые типоморфные продукты гипергенного изменения кимберлитов, что успешно можно использовать при определении их концентрации в осадочных толщах. Сложный многокомпонентный состав исходных пород в древних корах выветривания кимберлитов, содержащих ди- и триоктаэдрические минералы, в структурах которых есть трех- и двухвалентные породообразующие элементы, как и тёплый, влажный климат, обусловил замедленное преобразование в процессе выветривания первичного материала. В результате формирования коры выветривания на кимберлитах многих трубок зачастую приостановилось на довольно ранних стадиях. Развитие неполных профилей выветривания привело прежде всего к слабому выносу двухвалентных катионов из структуры первичных минералов. Поэтому новообразованные фазы сохраняют нередко смешанный состав структурных катионов и отличаются ди- триоктаэдричностью. Важнейшими типоморфными признаками глинистых образований в коре выветривания кимберлитов является наличие совместно с поликатионным (а иногда близким к Mg-типу) монтмориллонитом, значительного количества триоктаэдрического хлорита (пакеты σ и σ'), серпентина (структурные типы *A* и *B*) и в различной степени изменённого флогопита и связанной с ним гидрослюды 1M.

Смектитовые глины, бентониты

ПИРОКЛАСТИЧЕСКИЙ МАТЕРИАЛ В СМЕКТИТСОДЕРЖАЩИХ ГЛИНАХ

Н. И. Афанасьева, С. О. Зорина, В. А. Гревцев

ЦНИИГеолнеруд, Казань

root@geolnerud.net

В настоящее время не вызывает сомнения, что исходным материалом для образования разбухающей смектитовой глины является вулканический пепел [3, 5, 8]. Наибольший интерес в изучении вещественного состава смектитосодержащих глин представляет вопрос о трансформациях исходного вулканического материала в новые, более устойчивые минеральные компоненты. С одной стороны, появляется возможность реконструировать механизм формирования бентонитоподобных глин – ценного адсорбционного сырья; с другой – прогнозировать дальнейшее их преобразование во времени.

В настоящем сообщении представлены новые данные о вещественном составе и наноструктуре смектитосодержащих глин киевской свиты среднего эоцена [2], слагающих продуктивную толщу Тарасовского месторождения бентонитов (Ростовская область). Глины киевской свиты, мощностью 22.5 м, перекрыты четвертичными суглинками и подстилаются кварцевыми песками бучакской свиты среднего эоцена. Химический состав глин характеризуется следующими содержаниями компонентов (%): SiO_2

70.87–78.58; Al_2O_3 8.50–12.32; Fe_2O_3 4.35–4.28; CaO 0.41–1.16; MgO 1.53–1.72; SO_3 0.06–0.09; Na_2O 0.12–0.73; K_2O 1.55–1.98.

В минеральном составе глин, определенном рентгеновским количественным фазовым анализом (АТСИЦ ЦНИИГеолнеруд, аналитик В. В. Власов), установлены (%): смектит – Са монтмориллонит (42–67), кварц (10–21), цеолит из группы клиноптилолита-гейландита (11–25), рентгеноаморфная фаза (6–15), опал-кристобалит-тридимитовая фаза (0–4), полевой шпат (1–2), слюда (4–7), каолинит (1–8).

Учитывая, что химический состав смектитосодержащих глин преимущественно определяется химизмом источника пирокластики [7], для восстановления химического состава исходного вулканического материала нами применена TAS-диаграмма (Total Alkali-Silica (TAS)) [9]. Она является графическим изображением петрохимической классификации эффузивных пород, построенной в координатах SiO_2 – $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$. Фигуративные точки состава тарасовских глин на этой диаграмме попадают в область кислых пород – дацитов и риолитов (рис. 1).

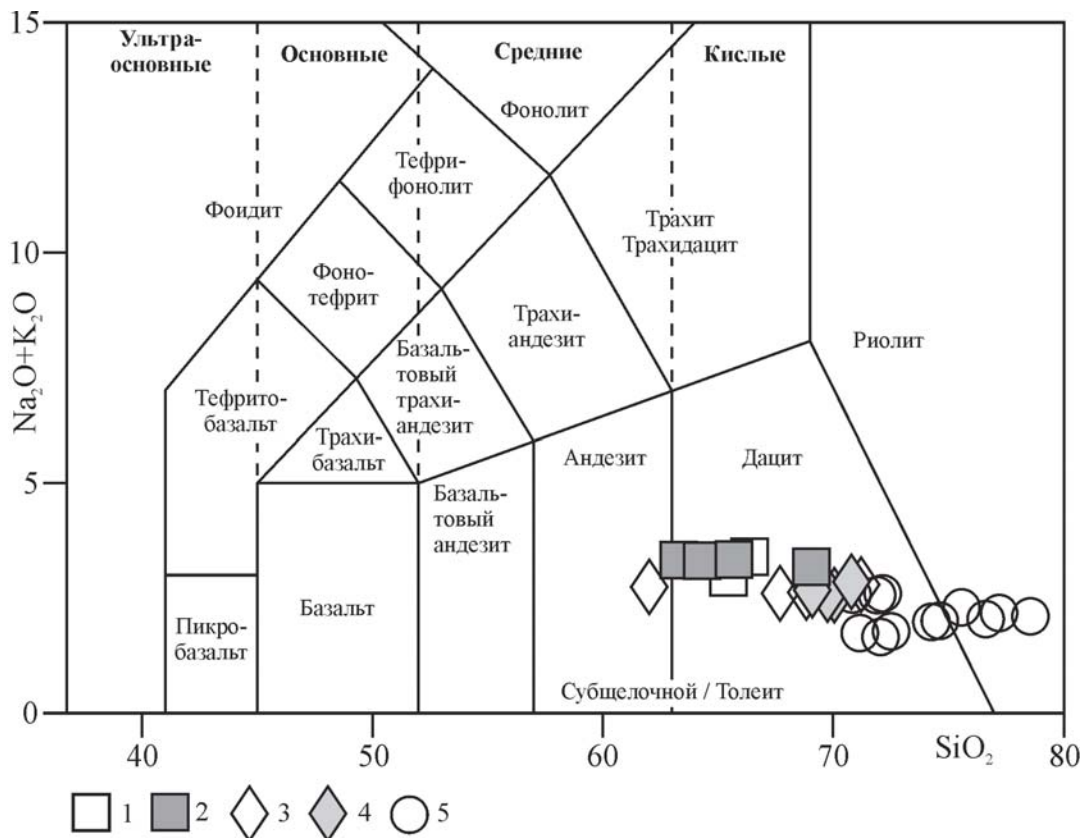


Рис. 1. TAS-диаграмма [9] петрохимического состава исходных вулканических пеплов, преобразовавшихся в бентонитосодержащие глины киевской свиты. Условные обозначения: разрезы киевских глин: 1 – обнажение на р.Тихая (Ростовская область) [4]; 2 – разрез «Ивановка» (Волгоградская область) [1]; 3 – обнажение у с. Хрещатое (Воронежская область), 4 – обнажение у с. Масычево [6]; 5 – Тарасовское месторождение (настоящее сообщение)

Сопоставление ранее изученных смектитовых глин киевской свиты из разрезов: «Ивановка» (Волгоградская область) [1], на р. Тихая (Ростовская область) [4], у сел Масычево, Хрещатое (Воронежская область) [6], показывает, что исходный химический состав вулканических пеплов, преобразованных в глины киевской свиты, является более основным — преимущественно дацитовым (рис. 1).

Нанопетрографическое изучение под растровым электронным микроскопом с микрозондовым анализом показало, что основная масса породы сложена чешуйчатыми, хлопьевидными агрегата-

ми смектита (рис. 2, а–в) с обилием полурастворившихся (рис. 2, а) и остроугольных (рис. 2, б, г) обломков вулканических стекол, со скоплениями полуразрушенных брусковидных кристаллов цеолита (рис. 2, в).

На электронно-микроскопических снимках наблюдаются сгруженные скопления кремневых спикул губок (рис. 2, г) и гелевидных кремнистых образований, обилие обломков внутренних стенок пор скелетов радиолярий (рис. 2, б).

Характерной особенностью обильного пирокластического материала тарасовских глин, является раз-

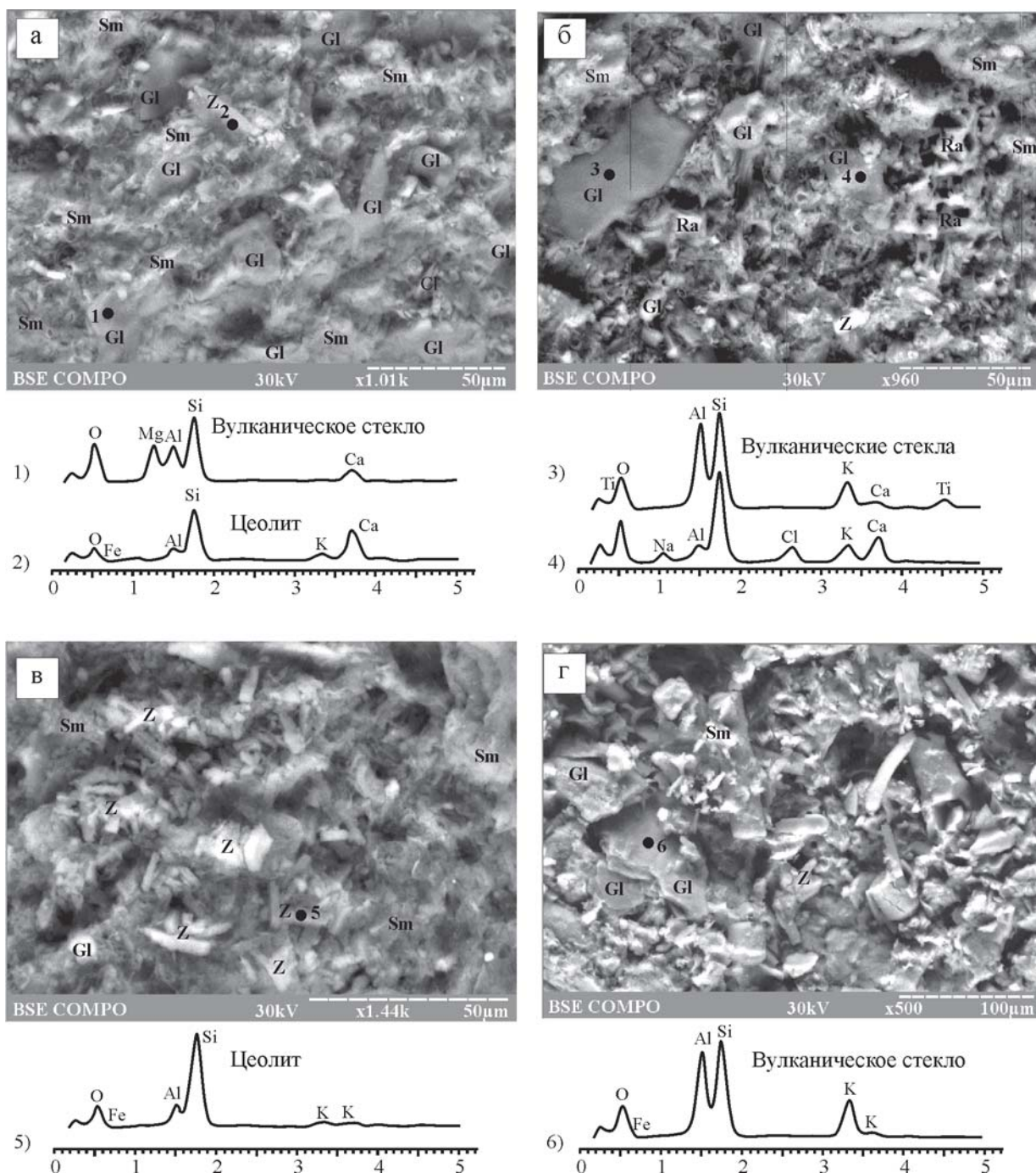


Рис. 2. Электронно-микроскопические снимки бентонитсодержащих глин Тарасовского месторождения и энерго-дисперсионные спектры обломков вулканических стекол и цеолитов: чешуйчатая масса, сложенная смектитом (Sm) (а–в), с обилием полурастворившихся (а) и угловатых (б, г) обломков вулканических стекол (G1), полуразложившихся скелетов радиолярий (Ra) (б), полуразрушенных кристаллов цеолитов (Z) (в)

ная степень разложения вулканических стекол. Часть обломков практически не затронута процессами преобразования и имеет «свежий» облик (рис. 2, б, г). Примечательно, что микронзондовый анализ показал наличие титана в составе угловатого обломка вулканического стекла (рис. 2, б); вероятно, тяжелая титаносодержащая пирокластика в меньшей степени подвержена разложению и переходу в новообразованные компоненты. Одновременно можно наблюдать обилие почти полностью разложенных обломков вулканических стекол, с «оплавленными» краями, окруженными хлопьями смектита и сгустками кремнистого геля (рис. 2, а).

Проведенные исследования подтверждают сделанный ранее вывод о многофазности процесса преобразования кислой пирокластике в смектитсодержащие глины, установленной нами при исследовании разреза киевской свиты «Ивановка» [1].

При разгрузке пепловых туч и осаждении частиц стекла дацит-риолитового состава в морском бассейне **первоначально отлагались метастабильные цеолит-радиоляриево-смектитовые илы**. В отличие от ивановских [1], в тарасовских глинах отсутствуют целые скелеты радиолярий и почти нацело разложены кристаллы цеолитов, что говорит о практически полном преобразовании цеолит-радиоляриево-смектитовых осадков в новообразованные компоненты. Важнейшим доказательством процесса перехода неустойчивых минеральных фаз в более стабильное физико-химическое состояние является присутствие гелеподобных сгустков и квазикристаллических обособлений кремнезема — зарождающихся, но еще не полностью сформированных опал-кристобалит-тридимитовых глобуль.

Дальнейшее преобразование метаколлоидного вещества, вероятно, завершится формированием глобулярного опал-кристобалит-тридимита и глауконита, а конечная фаза диагенеза может привести к образованию глауконит-монтмориллонитовой глины с кремнистыми конкрециями [1, 10].

В киевское время на юге Русской плиты осадконакопление происходило в условиях мелководного шельфа (глубиной до 100 м), что подтверждается обилием в тарасовских глинах сгруженных обломков

кремнистых губок, терригенной составляющей и присутствием каолинита — признака близрасположенной размывающейся коры выветривания.

Литература

1. *Афанасьева Н.И., Зорина С.О.* К вопросу о происхождении глин киевской свиты эоцена Русской плиты // Актуальный вопросы литологии. Мат-лы 8 Уральск. литол. совещ. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2010. С. 28–30.
2. *Ахметьев М.А., Беньямовский В.Н.* Стратиграфическая схема морского палеогена юга Европейской России // Бюл. МОИП. Отд. геол. 2003. Т. 78. С. 222–226.
3. *Калуцкая С.А.* Бентонитовые глины кайнозоя Воронежской антеклизы // Бентониты. М.: Наука, 1980. С. 64–73.
4. *Кацнельсон Ю.Я., Нырклов А.А., Якушев В.В.* Эоценовые бентониты на северо-восточной окраине Донбасса // Литол. и полез. ископаемые. 1984. № 3. С. 49–57.
5. *Коссовская А.С., Шутлов В.Д., Кац М.Я.* Генетические типы цеолитов клиноптилолит-гейландитовой группы континентов и океанов // Природные цеолиты. М.: Наука, 1980. С. 8–31.
6. *Савко А.Д., Бартенев В.К., Горюшкин В.В.* Сравнительно-литологическая характеристика и оценка качества бентонитовых глин палеогена и неогена восточных районов Воронежской области // Вестник Воронеж. ун-та. Геология. 2001. Вып. 11. С. 1–8.
7. *Fanti F.* Bentonite chemical features as proxy of late Cretaceous provenance changes: A case study from Western Interior Basin of Canada // *Sedimentary Geology*. 2009. V. 217. P. 112–127.
8. *Grim R.E., Güven N.* Bentonites. N. Y.: Elsevier, 1978. 256 pp.
9. *Le Maitre R. W. (editor), Streckeisen A., Zanettin B. et al.* Igneous Rocks: A Classification and Glossary of Terms, Recommendations of the International Union of Geological Sciences, Subcommission of the Systematics of Igneous Rocks. Cambridge, New York, Melbourne: Cambridge University Press. 2002. 236 pp.
10. *Von Rad U., Riech V., Rösch H.* Silica diagenesis in continental margin sediments of Northwest Africa // *DSDP*. Vol. XLI. 1978. P. 879–905.

БЕНТОНИТЫ В ПАЛЕОЗОЙСКОМ РАЗРЕЗЕ БОРОВСКОЙ ЗОНЫ (ЮГО-ЗАПАД ЗАПАДНОЙ СИБИРИ)

Л. В. Кокшина, Г. А. Мизенс

Институт геологии и геохимии УрО РАН, Екатеринбург

kokshina@igg.uran.ru; mizens@igg.uran.ru

Доклад основан на материале, полученном в результате изучения керн параметрической скважины Курган-Успенская-1 (КУ-1), пробуренной в пределах Боровской зоны, относящейся к окраине Казахстанского палеоконтинента. Bentonиты и сходные с ними породы обнаружены на уровне ниже-визейского подъяруса нижнего карбона в составе песчано-глинистой толщи, видимой мощностью в 391 м (интервал 561–952 м).

Большую часть разреза составляют неравномерно чередующиеся красно-бурые, зеленовато-серые и темно-серые мелко- и тонкозернистые (реже среднезернистые) песчаники, глинистые песчаники и песчаные глины (аргиллиты), мощностью от 1–2 мм до десятков сантиметров. Встречаются прослои и линзы относительно однородных аргиллитов – светло-серых, зеленовато-серых, бурых с незначительной примесью песчаных зерен. Подчиненное значение имеют крупно- и грубозернистые песчаники и гравелиты, в составе обломочного материала которых много фрагментов глинистых пород. Толща имеет континентальное происхождение, развиты аллювиальные и пролювиальные фации [5], следовательно, встречающиеся здесь бентониты относятся к континентальному генотипу [1].

Песчаники являются петрокластическими полевошпатовыми граувакками, с содержанием обломков пород 65–70 %, плагиоклазов 25–35 % и очень низким содержанием кварца (1–5 %), а также собственно граувакками с количеством обломков пород до 75–90 %, плагиоклазов 10–25 %, при таком же низком содержании кварца. Обломки пород представлены главным образом вулканитами основного и/или среднего состава в разной степени измененными (ожелезненными, иногда хлоритизированными), гораздо реже (несколько %) встречаются зерна кислых вулканитов. Плагиоклазы чистые, крайне слабо измененные, по составу соответствующие №№ 40–50, нередко зональные. Однородный состав, чистота зерен плагиоклазов, своеобразная форма зерен вулканитов (нередко обломки изогнутые, с выступами, заливами) указывает на участие пирокластического материала. Скорее всего, рассматриваемые песчаники являются тефроидами [4, 5]. Более высокая степень изменения зерен вулканитов, по сравнению с плагиоклазами, вероятно, связана с присутствием стекла.

Глинистая порода однородная и комковатая (песчаная). Она чаще всего сложена тонкими, удлиненными, иногда спутанными чешуйками, волокнами глинистого минерала, нередко ориентированными, что придает породе вид монокристалла (желтовато-бурого в скрещенных николях, буроватого – в параллельных). По данным рентгенофазового, термического и микронзондового анализов этот минерал представляет собой монтмориллонит. Лишь в еди-

ничных случаях отмечается присутствие небольшого количества железистого хлорита, возможно развивающегося по обломкам вулканитов. Отмечается присутствие микро- и криптокристаллического кварца (от 10–20 до 40–50 %), что характерно для бентонитов. Содержание SiO_2 в этих породах от 67 до 76 %, что заметно выше, чем во вмещающих песчаниках (55–63 %). Порода со значительным количеством такого кварца также выглядит под микроскопом как монокристалл с волнистым погасанием, что свидетельствует об одинаковой оптической ориентировке частиц кварца и глинистого минерала. Такая глина достаточно плотная и внешне несколько напоминает микрозернистый карбонат.

В изученных глинистых породах нередко фиксируется присутствие каолинита в количестве до 10 и более процентов. Однако изучение пород в шлифах показывает, что этот минерал имеет вторичную природу. Он, наряду с кальцитом, а иногда и кварцем, приурочен к пустотам, сохранившимся после разложения корневых систем растений (ризоидов). Как и кальцит, каолинит может кристаллизоваться из поровых флюидов, обогащенных CO_2 (например, [7]). О влиянии флюидов, в том числе глубинных, на состав аутигенных минералов свидетельствует также рассеянные включения кристаллов целестина и барита, сфалерита, халькопирита, ангидрита, кварца и др. Эти минералы нередко кристаллизуются и в трещинах, рассекающих глинистую породу. Среди других аутигенных минералов следует отметить присутствие пирита – тонкодисперсного и в виде стяжений, скоплений (неправильных и кристаллических агрегатов), в том числе фрамбоидального, гидроокислов железа, сидерита. Считается, что типичными индикаторами присутствия пирокластического материала являются цеолиты, но в составе рассматриваемых пород они практически отсутствуют. Лишь в редких случаях рентгенофазовый анализ улавливает следы этой группы минералов. Только в одном образце песчаника было зафиксировано присутствие гейландита в виде многочисленных агрегатов красноватых кристаллов, вероятно, связанных с процессами флюидного катагенеза [3]. Отсутствие цеолитов, возможно, связано с наличием каолинита. Имеются данные [11, 9], что эти две группы минералов являются антагонистами, они формируются в различных условиях. Для того чтобы кристаллизовались цеолиты, необходима щелочная среда, которую могли бы обеспечить карбонаты [2], но они практически отсутствуют.

Некоторые особенности химического состава пород отображают унаследованные признаки исходного субстрата: аномальное содержание, по сравнению с кларками глинистых пород, имеют некоторые редкие элементы. Так, концентрация иттрия в рассматриваемых бентонитах составляет 21–40 (69) г/т, что близко к кларку Y в андезитах и базальтах (23–25 г/т),

но значительно превышает кларк в глинистых породах (3 г/т).

В то же время, в некоторых пробах имеются урановые содержания отдельных элементов (Zn, Cd, Pb, U, Mo, Tl, Ta, Ge, Cu, Co), свидетельствующие о точечных включениях гидротермальных сульфидов (сфалерита, галенита, молибденита и др.). В одном образце зафиксирована также исключительно высокая концентрация стронция и лития.

Концентрация РЗЭ составляет 68–121 (169) г/т. Величина отношения легких к тяжелым элементам (La_n/Yb_n) среднее (рис. 1), чаще всего 2.7–3.8, иногда до 2,1, причем наклоны кривых легкой части спектра заметно больше ($La_n/Sm_n - 1.7-2.3$), чем тяжелой ($Gd_n/Yb_n - 0.9-1.5$).

Отрицательная европиевая аномалия (Eu/Eu^*) наблюдается практически всегда, но она относительно неглубокая (0.70–0.92). Вероятно, она является унаследованной от материнских пород.

По данным рентгенофазового анализа зауральские бентониты сложены кальциево-магниево-

новидностью монтмориллонитов ($d_{(001)} = 14.0-14.4 \text{ \AA}$) [6], что указывает на континентальный (озерный) генотип [1]. Наряду с существенно монтмориллонитовым составом бентонитов, в некоторых образцах, по данным рентгенофазового анализа, присутствуют иллиты. К сожалению, «чистый» химический состав глинистых минералов получить не удалось, так как при проведении микрондового анализа чешуйки глинистой фазы быстро выгорали, и под ними вскрывались выделения кварца. В связи с этим, количество кремнезема оказывалось завышенным. В то же время надежно фиксировалось соотношение щелочей, показывающее, что содержание K_2O в полтора раза больше суммы CaO и Na_2O , хотя гидрослюда имеют второстепенное значение. Следовательно, часть калия входит в состав смешанослойных образований, вероятно, типа монтмориллонит-иллит.

Взаимоотношения этих минералов хорошо видны на снимках сколов пород под электронным микроскопом (рис. 2).

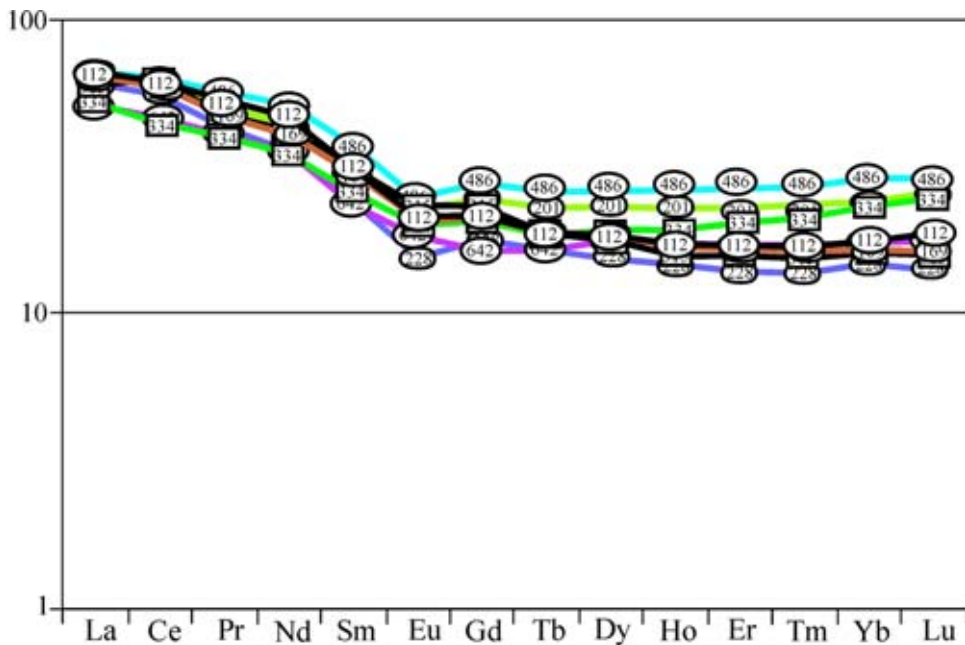


Рис. 1. Типичные кривые распределения редкоземельных элементов. Содержание нормировано по хондриту [10]. Номера образцов показаны на кривых.

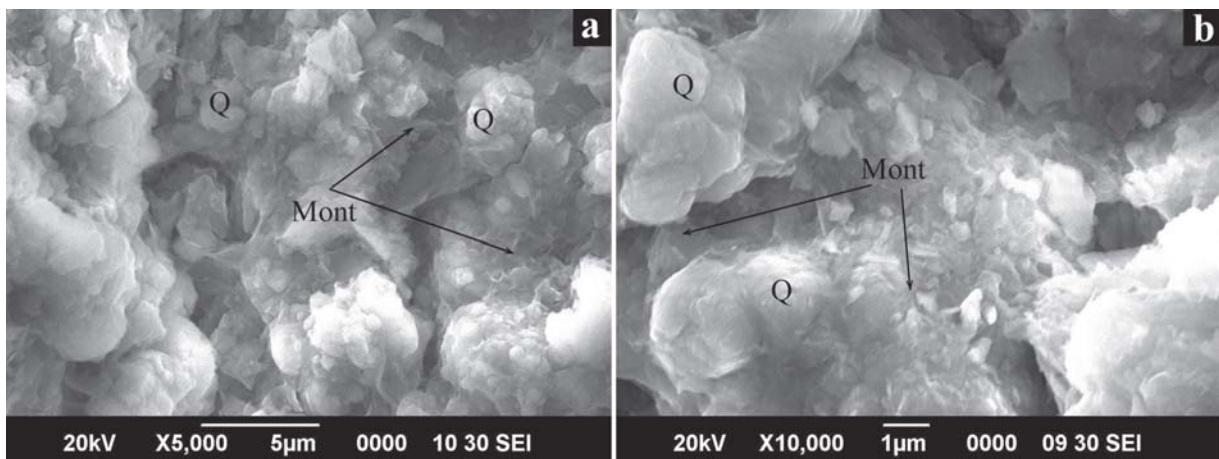


Рис. 2. Взаимоотношения зерен криптокристаллического кварца и чешуек монтмориллонита (скв. КУ-1, глубина 603 м, визейский ярус, С₁)

На дериватограммах четко выделяются три основных пика (рис. 3), соответствующих эндотермическим реакциям в результате обезвоживания.

Первый пик обусловлен потерей межслоевой воды [8]. В нашем случае ему соответствует температура 100–120 °С. Вторая эндотермическая реакция связана с потерей (ОН)⁻, для нее характерна температура 680–740 °С. Третья эндотермическая реакция наименьшей интенсивности, фиксирует

разрушение обезвоженной решетки монтмориллонита при температуре около 930–950 °С. Таким образом, наиболее информативным для нас является второй пик, поскольку он подтверждает отнесение описываемых пород к вулканогенно-осадочному типу, о чем свидетельствуют А. А. Сабитов и А. Н. Тетерин [1], относя к данному типу бентониты, потеря кристаллизационной воды у которых происходит при 600–700 °С.

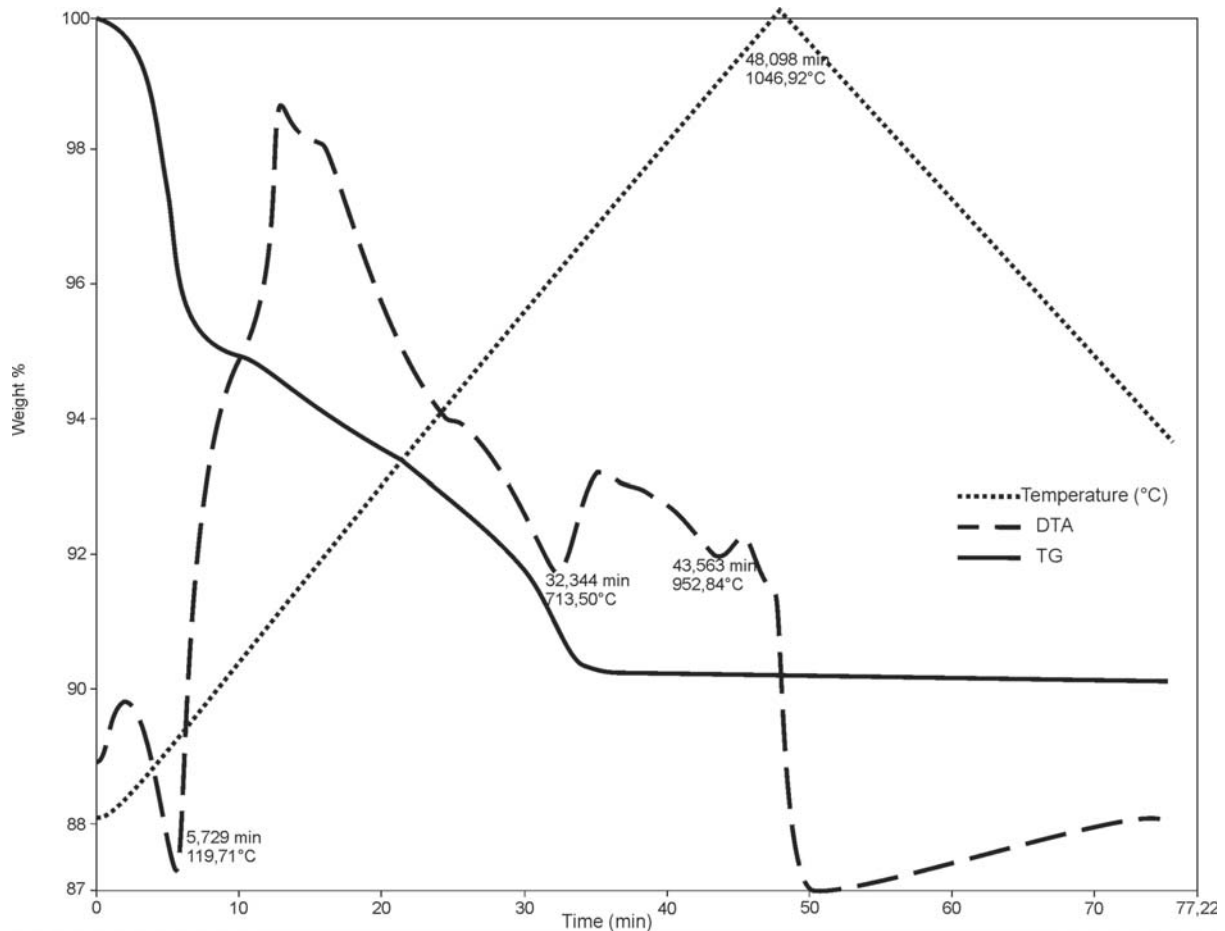


Рис. 3. Дериватограмма с отмеченными пиками монтмориллонита (скв. КУ-1, глубина 685 м, визейский ярус, С₁)

Литература

1. Генетические типы и закономерности распространения месторождений бентонитов в СССР / Кирсанов Н.В., Ратеев М.А., Сабитов А.А. и др. М.: Недра, 1981. 214 с.
2. Клещенко Н.С., Мизенс Г.А. Некоторые особенности катагенеза средне-верхнепалеозойских осадочных и вулканогенно-осадочных образований Южного Урала // Осадочные процессы: седиментогенез, литогенез, рудогенез. Материалы 4 Верос. литолог. совещ. Т. 1. М.: ГЕОС, 2006. С. 258–260.
3. Кокшина Л.В., Мизенс Г.А. Некоторые особенности катагенеза палеозойских петрокластических граувакк востока Южного Урала и Зауралья // Минеральные индикаторы литогенеза. Материалы Рос совещ. с междунар. участием. Сыктывкар: Геопринт, 2011. С. 205–207.
4. Мизенс Г.А., Кокшина Л.В. Петрографические особенности терригенных толщ доюрского фундамента на юго-западе Западно-Сибирской плиты и

- возможные источники обломочного материала // Концептуальные проблемы литологических исследований в России. Матер. 6-го Всерос. литолог. совещ.. Казань: Казан. ун-т, 2011. Т. II. С. 41–44.
5. Мизенс Г.А., Кучева Н.А., Степанова Т.И. и др. Стратиграфия и условия образования девонских и каменноугольных отложений Тобол-Убаганского поднятия и Вагай-Ишимской впадины (юго-западная окраина Западной Сибири) // Литосфера. 2011. № 4. С. 20–44.
6. Попов В.Е. Генезис вулканогенно-осадочных месторождений и их прогнозная оценка. Л.: Недра, 1991. 287 с.
7. Розин А.А., Сердюк З.Я. Преобразование состава подземных вод и пород Западно-Сибирской плиты под воздействием глубинного углекислого газа // Литол. и полез. ископаемые, 1970, № 4. С. 102–113.
8. Сапаргалиев Е.М. Формирование, закономерности размещения и разработка новых технологий использования бентонитовых глин Восточного Казах-

стана // Автореф. дис. докт. геол.-мин. наук. Усть-Каменогорск. 2010.

9. Юдович Я.Э., Кемпис М.П. Минеральные индикаторы литогенеза. Сыктывкар: Геопринт, 2008. 564 с.

10. Evensen N.M., Hamilton P.J., O'Nions R.K. Rare

earth abundances in chondritic meteorites // Geochim. Cosmochim. Acta. 1978. V. 42. P. 1199–1212.

11. Ghent E.D., Miller B.E. Zeolite and clay-carbonate assemblages in the Blairmore Group (Cretaceous) Southern Alberta Foothills, Canada // Contribs. Mineral. Petrol., 1974. V. 44, № 4. P. 313–329.

ЛИТОХИМИЧЕСКИЕ И МИНЕРАЛЬНЫЕ ИНДИКАТОРЫ ПАЛЕОВУЛКАНИЗМА В РАЗРЕЗАХ НИЖНЕГО КАРБОНА ПЕЧОРСКОГО БАССЕЙНА

Н. Н. Рябинкина, Ю. С. Симакова, И. И. Румянцева

Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

ryabinkina@geo.komisc.ru

Проявление раннекаменноугольного вулканизма в разрезах восточной окраины Европейской платформы наиболее ярко выражено на границе девона-карбона, затем отмечается его затухание. Региональные движения этого времени, а затем и в конце турнейского – начале визейского веков вызвали осушение значительной территории Печорского седиментационного бассейна (СБ). В связи с этим в минеральной ассоциации обломочной части пород визейского терригенного комплекса преобладает кварц. Глинистые минералы аргиллитов и цемента песчаников платформенных разрезов представлены преимущественно иллитом и каолинитом кор выветривания. При изучении восточных разрезов нижневизейского комплекса Печорского СБ, фрагментарно обнажающихся по рекам западного склона Урала (Кожим, Подчерем, Кыртаэль, В. Сочь), в глинистой фракции пород были обнаружены пиррофиллит и хлорит, не характерные для данного комплекса, содержание которых в породах достигает до 50 % глинистой массы.

Отражения каолинита и пиррофиллита на дифрактограммах отличаются довольно высокой интенсивностью и малой полушириной, что ясно свидетельствует об аутигенной природе этих минералов (рис. 1).

Практически по всему разрезу отмечаются остатки измененной пирокластике – хлорит и смектит. Рефлексы этих минералов малоинтенсивны, уширены и сопровождаются диффузными отражениями смешанослойных фаз, что указывает на деградацию исходного материала. Смешанослойные минералы неупорядочены и содержат разбухающие слои. Отражения слюдистой фазы (мусковит) на дифрактограммах асимметричны или имеют «плечо» со стороны малых углов, которое исчезает либо уменьшается после насыщения образца глицерином. Это значит, что, несмотря на свою устойчивость, мусковит также подвергся деградации [1].

Кроме основных глинистых минералов (иллита, пиррофиллита и каолинита) в верхней части разреза диагностируются и смешанослойные минералы, в т.ч. иллит/пиррофиллит и хлорит/пиррофиллит, ниже они практически исчезают, так же как и полевые шпаты.

Наличие подобных смешанослойных образований может указывать на то, что хлорит, иллит и другие силикаты могли быть прекурсорами (строительным материалом) для каолинита и пиррофиллита. Максимальное количество пиррофиллита приурочено к песчаникам в основании циклов, кроме того, следует отметить тесную взаимозависимость содержания кварца, каолинита и пиррофиллита. В отдельных образцах присутствует ярозит, образовавшийся при разрушении Fe-содержащих фаз.

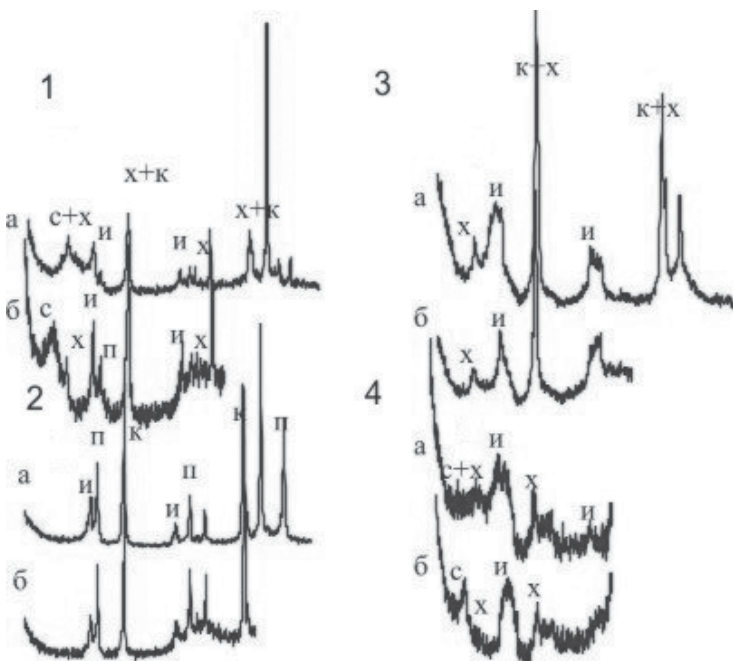


Рис. 1. Дифрактограммы образцов: а) исходного (воздушно-сухого), б) обработанного глицерином. 1–4 из обнажений на реках: 1, 2 – Подчерем, 3 – Кыртаэль, 4 – Кожим. Буквенные обозначения: К – каолинит, И – иллит, П – пиррофиллит; Х – хлорит, С – смектит

В разрезах же, не содержащих пиррофиллит (р. Кожим), можно видеть, что исходные минеральные фазы глинистой фракции, по-видимому, также являются пирокластическим материалом и обогащены Sr, Ba, Ti. Исходными слоистыми силикатами являются в значительной степени измененные хлорит и иллит, присутствующие в относительно небольшом количестве. По ним, в свою очередь, образовались разнообразные неупорядоченные смешанослойные фазы с разбухающими слоями. Дальнейшая переработка глинистых минералов нижневизейских пород района Кожимской палеовпадины привела к образованию в них небольшого количества аутигенного каолинита [1]. Появление пиррофиллита в терригенной толще, вероятно, вызвано преобразованием пирокластического материала.

По химическому составу породы нижнекаменноугольных отложений более или менее однообразны. По данным химического анализа были рассчитаны гидролизатный модуль (ГМ), щелочной модуль (ЩМ) и другие, в результате чего выделились две группы. В составе первой группы доминирует кварц, хотя породы различаются по количеству присутствующих в них каолинита, мусковита и хлорита. Во вторую группу выделяются аргиллиты р. В. Сочь, отличающиеся повышенной слюдистостью и щелочностью. В целом для песчаных и алевро-глинистых пород данного района характерен мономинеральный кварцевый состав обломочной части и значительное количество каолинита, смектита, мусковита и хлорита. Существенно хлоритовый (до 30% фракции) состав глинистого вещества – необычен, и может оказаться важной уликой перерождения базальтовой пирокластике.

Еще одна улика пирокластике – концентрация титановых минералов, поскольку титаносная пирокластика – это тефра не обычных щелочноземельных, а рифтогенных щелочных базальтов, она несет и важную геологическую информацию (известная,

например, в ястребовском горизонте девона Русской платформы).

Базальтовые туффоиды (и в особенности рифтогенные щелочнобазальтовые!) обычно гораздо более титанисты, чем андезитовые. Породы с величиной ЖМ больше 0.75 либо железистые образования кор выветривания, либо (в сочетании с повышенными ТМ и/или НКМ) – туффоиды основного состава. Таким образом, химический состав пород (ТМ 0.1–0.145; ЩМ 0.36–0.43) может однозначно свидетельствовать о присутствии в них примеси вулканогенного материала основного состава.

Минералы групп монтмориллонита и пиррофиллита, а также железистый хлорит, смектит, каолинит, аутигенный кремнезем и самородные металлы (Ni, Fe-Ni-Cu) также служат основными минеральными индикаторами измененных пирокластических пород. При рассмотрении изучаемых пород под электронным микроскопом были обнаружены самородное железо, оксиды титана, ярозит (рис. 2). Согласно многочисленным исследованиям пиррофиллит может образовываться в вулканогенно-осадочных толщах под действием гидротермальных флюидов, связанных с близко расположенными интрузиями. На описываемой территории Северного Урала известны дайки диабазов и долеритов, возраст которых определяется как позднедевонский-раннекаменноугольный.

Таким образом, по литохимической и минералогической ассоциации формирование этого терригенного комплекса очевидно тесно связано с проявлением одновозрастного вулканизма. Это хорошо согласуется с вулканогенно-осадочным происхождением толщи. Так, мономинеральный состав обломочной части пород комплекса обусловлен многократным переотложением осадка со стороны Тимана и Балтийского щита, а «закамуфлированная» пирокластика в данной толще является сингенетичной, что указывает на наличие вулканической зоны на востоке бассейна в раннем визе.

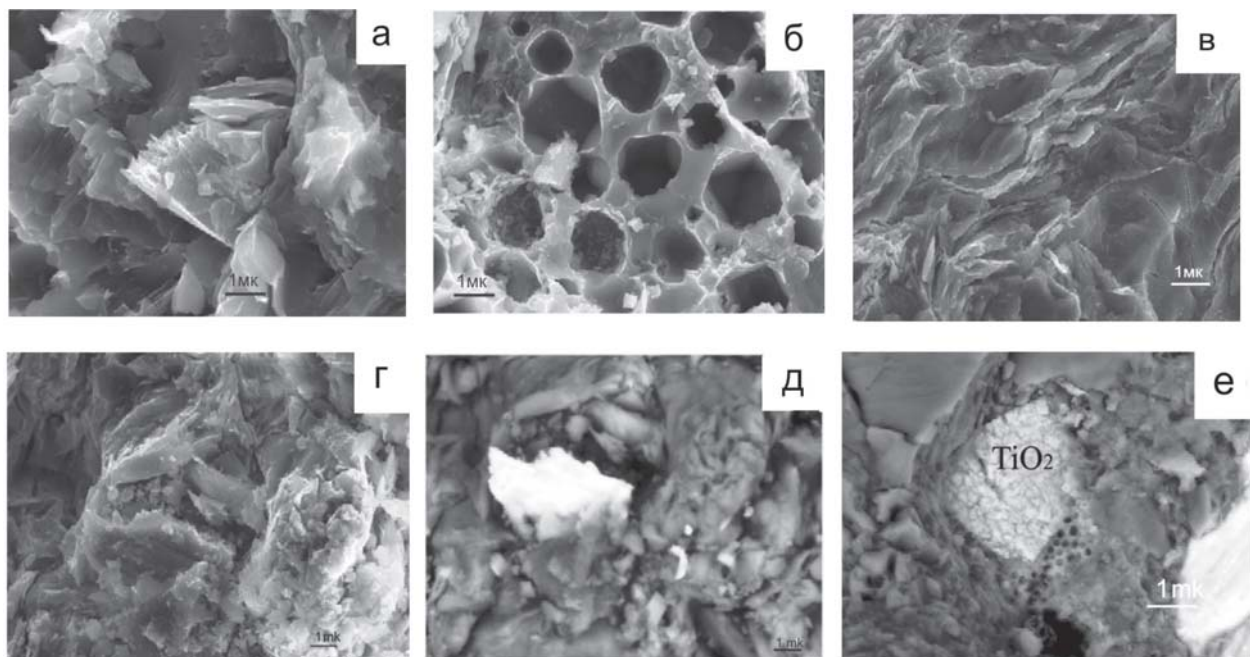


Рис. 2. Электронные фотографии каолинита (а, б), пиррофиллита (в, г), самородного железа (д) и титанита (е)

Литература

1. Рябинкина Н. Н., Симакова Ю. С. Минеральные индикаторы палеовулканизма в терригенных разрезах нижнего карбона на севере Предуральяского про-

гиба // Литогенез и геохимия осадочных формаций Тимано-Североуральского региона. Сыктывкар, 2009. №7. С. 59–70. (Тр. Ин-та геологии Коми науч.-центра УрО Российской АН. Вып. 124).

ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНЫЕ ПОРОДЫ РУДОВМЕЩАЮЩИХ ОТЛОЖЕНИЙ УРАНОВОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ КОРЕТКОНДЕ (ВИТИМСКИЙ УРАНОВОРУДНЫЙ РАЙОН)

Е. С. Никитина

Московский государственный университет, Москва

nikitina@vims-geo.ru

Урановое месторождение Коретконде экзогенно-эпигенетического палеодолинного типа расположено в западной части Центрального рудного поля в Витимском урановорудном районе, на северо-западном склоне Байсыханской палеогряды и в краевой части Аталангинской межгрядовой палеодолины. Урановое оруденение локализовано в миоценовых отложениях, выполняющих субмеридионально ориентированные палеораспадки, расчленяющие склон Байсыханского поднятия. Палеораспадки врезаны в граниты; местами отмечены реликты гранитизированных сланцев и коры выветривания по ним. Ранее было установлено, что в разрезе рудовмещающих отложений Кореткондинских палеораспадок выделяется *осадочная* (нижняя, $N_1 dz_1$) и *вулканогенно-осадочная* (средняя, $N_1 dz_2$) пачки джилиндинской свиты ($N_1 dz$), перекрытые на значительной площади многочисленными покровами базальтов, сформировавших Амалатское (Витимское) плато — это *верхняя* пачка ($N_1 dz_3$). Устьевая часть этих структур открывается в широкую Аталангинскую межгрядовую аллювиальную равнину, расположенную между Байсыханской и Центральной палеогрядами.

В изученных палеораспадках **Кореткондинский-3 и За** разрез рудовмещающей осадочной толщи представлен лишь **вулканогенно-осадочной пачкой**, характеризующейся в основании разреза несортированными песчано-алеврито-глинистыми породами — хлидолитами желтого цвета. Окраска — за счет гидроксидов железа, развитых по поверхности обломочного материала, пропитывающих цемент и связанных с размывом желтоцветной коры выветривания. Выше по разрезу желтоцветные хлидолиты сменяются белесыми, подвергшимися процессу восстановления железа глеевыми водами. Вверх по разрезу хлидолиты сменяются разнозернистыми плохо сортированными серыми полевошпат-кварцевыми песками с черными и бурыми углефицированными растительными остатками. Среди песков встречаются линзовидные прослои алеврито-глинистых пород серого цвета с зеленоватым оттенком.

Выше по разрезу вулканогенно-осадочная пачка перекрывается многочисленными покровами выветрелых базальтов. Песчаные и глинистые породы под базальтами содержат значительную примесь вулканического пепла, полностью замещенного агрегатами тонкодисперсных чешуек монтмориллонита. Монтмориллонит в песчаниках диагностируется отчетливо в виде беспорядочно ориентированных тонких изогнутых пластинок буровато-желтого цвета с желтыми цветами интерференции, часто замутнен и содержит микроскопическую вкрапленность ильменита. Как правило, чешуйки и пластинки монтмориллонита не ориентированы. Иногда апопелловый монтмориллонит пропитывает всю породу, образуя большую часть цемента песчаника. Отмечается тенденция обогащения осадков пеплом к верхам разреза: в некоторых скважинах осадки, обогащенные пепловым материалом, преобладают в разрезе, особенно в его верхней части, а в нижней — встречаются в виде отдельных прослоев. Кроме того, почти повсеместно в шлифах обнаруживаются обломки базальтов, часто глинизированных, количество которых также возрастает к верхам разреза.

Кроме того, встречаются **маломощные прослои туффов**, в шлифах выглядящих как изотропная масса с редкими кристаллитами плагиоклазов, без примеси терригенного материала. Однако чаще отмечают прослои туффитов (туфопесчаников, туфоалевритов) с изотропным вулканическим стеклом в цементе пород, обогащенных микроскопическими выделениями железо-титановых минералов. Нередко большая часть цемента в шлифах представлена темным, плохо просвечивающим глинистым веществом, содержащим вуалевидную сыпь лейкоксена. Иногда вулканическое стекло разложено и замещено водными алюмосиликатами. Прослои, обогащенные глинизированным пеплом, как правило, характеризуются повышенными содержаниями Ti, Fe, Co, Ni, Cu, Zn, P, V, Cr.

Присутствующие растительные остатки обычно буро-желтые в результате замещения прозрачным желтым монтмориллонитом, но сохранившие расти-

тельную клеточную структуру. В них отмечаются реликты черной, слабо полирующей углефицированной органики. Нередко растительные остатки встречаются в виде скелетных буро-желтых реликтов. В последних отсутствует вкрапленность фрамбоидального пирита, характерного для черных полирующих разностей растительного детрита.

В нижней части **базальтовых покровов** интенсивно проявлена монтмориллонитизация, присутствуют метагаллузит и цеолит (по данным рентгеноструктурного анализа), в результате чего, среди сплошной слабо просвечивающей глинистой массы, под микроскопом фиксируются лишь микролиты плагиоклаза. В измененных базальтах часто отмечается наложенный кальцит. Вверх по разрезу покрова, по мере удаления от контакта с осадками, в базальтах встречаются пироксен и оливин.

С целью определения характерных элементов, позволяющих выявлять осадочные породы, обогащенные вулканическим пеплом и обломками базальтов, в качестве эталонов были проанализированы пробы базальтов и их туфов.

По данным рентгено-спектрального анализа, для этих типов пород на изученном участке месторождения характерны высокие содержания TiO_2 (в среднем 2.7 % при вариациях от 2 до 4.3 %) и Fe_2O_3 (в среднем 10.7 % при вариациях от 4.3 до 16.4 %), средние значения которых превышают кларк примерно вдвое. Кроме того, по сравнению с кларком, базальты и их туфы обогащены на порядок и более Se, Ce, S, вдвое — U, но значительно обеднены MgO. В серых песках и алевритах без вулканогенного материала содержания TiO_2 и Fe_2O_3 значительно ниже и составляют в среднем 0.3 и 1 % соответственно для песков и 0.6 и 1–2 % — для алевритов, что отвечает околокларковым концентрациям. Таким образом, в осадочных породах с содержанием TiO_2 около и более 1 % при одновременно высоких концентрациях Fe_2O_3 (более 2 % в песках и более 5 % — в алевритах) можно предполагать наличие вулканогенного материала, хотя нельзя исключать, что высокие содержания железа могут быть обусловлены и другими причинами (наличием дисульфидов железа, материалом железосодержащей коры выветривания и др.). К примеру, в четырех пробах заведомых туффов из шести, содержания TiO_2 варьируют от 0.89 до 1.87 %, а Fe_2O_3 от 1.22 до 2.66 %, в то время как в песках по 21 пробе содержания TiO_2 изменяются от 0.19 до 0.41 %, а Fe_2O_3 — от 0.7 до 1.4 %, в алевритах TiO_2 от 0.32 до 0.8 %, а Fe_2O_3 от 0.89 до 4.27 %.

Характерные диагенетические минералы — сидерит и пирит распространены мало. Фрамбоидальный пирит встречается крайне редко и лишь в черных органических остатках. В бурых органических остатках, по данным микроскопических исследований, выделения пирита единичны, несмотря на повышенные содержания серы. Конкреционный сидерит, количество которого так же мало, встречается на двух уровнях — в кровле осадочного разреза, преимущественно в глинистых породах, и ближе к его подошве, нередко проникая в верхние горизонты коры выветривания гранитов и гнейсов (сланцев).

Кроме этих минералов при изучении шлифов фиксировались новообразования кристаллического карбоната, колломорфных гидроксидов железа и марганца, а также секущие прожилки и просечки глинистого коричневатого зеленовато-серого глинистого минерала, определяемого как смектит (монтмориллонит); рентгеноструктурным анализом определяется различное количество смешаннослойных минералов (слюда/смектит и смектит/каолинит) и цеолит.

Наиболее широкое распространение среди новообразований в породах вулканогенно-осадочной пачки имеет алюмосиликат, определяемый как монтмориллонит-2. В отличие от апопеллового монтмориллонита-1, этот минерал, как правило, он образует вытянутые параллельные друг другу прожилковидные выделения среди криптористаллических масс каолинита или смеси каолинита с гидрослюдой. В шлифах монтмориллонит-2 желтоватый, неравномерно прокрашен, в виде переливающихся волокон с высоким рельефом и желтыми до оранжевых цветами интерференции, в нем нет вкрапленности оксидов титана.

Отдельные интервалы разреза сложены песчаниками на сплошном монтмориллонитовом цементе, который гибок обломочные зерна и образует вокруг них яркие волокна: в обломки полевых шпатов он проникает по спайности. В глинистых породах, где достаточно широко развит апопелловый монтмориллонит-1 этот монтмориллонит-2 трудно распознать. В таких породах, особенно, когда они являются рудными, растительные остатки обычно представлены изогнутыми, светло-бурыми полосами с расщепленными окончаниями, почти полностью замещенными просвечивающим монтмориллонитом. Едва ли можно представить такие выделения первичного пеллового материала. В этих случаях рентгеноструктурным анализом монтмориллонит определяется как органосмектит. Секущие прожилки монтмориллонита-2 устанавливаются и в породах фундамента. Так, в интенсивно серицитизированных гранитах обнаруживаются прожилки волокнистого монтмориллонита с редкой вкрапленностью карбоната, а в вышележащем осадке устанавливаются обломки серицитизированных гранитов. Рентгеноструктурным анализом в монтмориллоните часто определяются включения цеолита. Возможно, все перечисленные минералы являются составляющими единой минеральной ассоциации и встречаются как совместно, так и отдельно.

Интенсивное замещение растительных остатков монтмориллонитом, появление смешаннослойных образований и марганцовистого карбоната, частое повышение содержаний Co, Ni, Zn, Mg, P и др. элементов в породах с монтмориллонитом-2, а также его парагенезис с цеолитом позволяет предполагать, что процесс обусловивший появление этих обоих минералов был термальным и, вероятнее всего, поствулканическим, хотя детали такого процесса остаются пока неясными.

Таким образом, в породах вулканогенно-осадочной пачки джилдинской свиты ($N_1 dz_2$) палеораспадов Кореткондинский-3 и 3а было установлено

присутствие мелких обломков базальтов, пеплового материала, полностью замещенного агрегатами тонкодисперсных чешуек монтмориллонита, а также прослоев туффитов, определение которых макроскопически было крайне затруднительно. Для пород, обогащенных вулканогенным материалом, были установлены повышенные содержания TiO_2 , Fe_2O_3 , Se, Ce, S. Урановое оруденение зачастую приурочивается к глинистым прослоям, обогащенным этими элементами, так как они являются хорошими сорбентами.

В результате перекрытия рудовмещающей вулканогенно-осадочной пачки мощной толщей базальтов, на сформированное оруденение накладывается термальный поствулканический процесс, выраженный в образовании монтмориллонита-2, сидерита и

пирита. Этот поствулканический процесс едва ли является рудоносным. Однако, накладываясь на уже сформированные рудные интервалы, он приводит к перераспределению урана, формируя рудные концентрации в подошве интенсивно измененных базальтов.

Литература

1. Максимова М.Ф., Шмаривич Е.М. Пластово-инфильтрационное рудообразование. М.: Недра, 1993. 159 с.
 2. Кисляков Я.М., Щеточкин В.Н. Гидрогенное рудообразование. Москва: ЗАО «Геоинформмарк», 2000. 610 с.
- Бетехтин А.Г. Курс минералогии. Москва: КДУ, 2010. С. 691–696.

СМЕКТИТ КАК ВОЗМОЖНЫЙ ИНДИКАТОР ПИРОКЛАСТИКИ В ОСАДОЧНОМ ЧЕХЛЕ ПЛАТФОРМ (НА ПРИМЕРЕ ВОРОНЕЖСКОЙ АНТЕКЛИЗЫ)

В. И. Сиротин

Воронежский государственный университет, Воронеж

ogg@geol.vsu.ru

В истории Воронежской антеклизы неоднократно проявлялся платформенный вулканизм, поставляя в среду осадконакопления жидкие, твердые продукты извержения и газы. Планета Земля и в настоящее время характеризуется высокой вулканической активностью, что наиболее ярко проявляется в глобальной системе зон спрединга в подводных условиях, в зонах островных дуг и континентальных рифтах, горячих точках и плюмах. Современные подводные исследования зон гидротермальной разгрузки показали, что в процессах спрединга возникают «подушечные» базальтовые лавы и значительное количество гиалокластиков, заполняющей пространство между «подушками». Хорошо известны катастрофические наземные выбросы пирокластиков в историческое время: вулкан Везувий 79 н. э., предполагаемое извержение супервулкана в Эгейском море за 10 тыс. лет до н.э., уничтоживший минойскую цивилизацию, вулкан Кракатау в 1883 г, исландский вулкан Эйяфьятлайокудль в 2010 г., примерно на месяц прервавший воздушное сообщение между Америкой и Европой и др. За последние 100 лет две трети смертоносных извержений приходится на Индонезию, а объем выброшенного пирокластического материала оценивается от 300 до 318 км³. Извержения вулканов резко влияют на климат. Вулканологи считают, что извержение вулкана Тамбора в Индонезии в 1815 г. стало причиной холодного года (без лета) в 1816 г., что привело к голоду и гибели примерно 200 тыс. населения Европы. Счита-

ется также, что извержения вулкана Тобы (Индонезия) 74 тыс. лет назад с диаметром кратера около 100 км имело характер апокалипсиса — привело к гибели около 75 % человечества и послужило причиной последующего оледенения.

Следы, а тем более пласты вулканогенных продуктов, в том числе в осадочном чехле платформ, являются индикатором вулканизма в различные периоды фанерозоя. В качестве примера нами были изучены отложения ястребовского горизонта (D_{3js}) юга Воронежской области (разрез гранитного карьера г. Павловска) и северо-западной части Воронежской антеклизы (лист № 37-XXXI-Малоархангельск). Сравнительный минералогический анализ этих двух достаточно удаленных (свыше 600 км) объектов позволил сделать следующие выводы.

Ястребовские отложения района г. Павловска сложены вулканогенно-осадочными породами: туфами, туффитами, туфо-лавами, туфопесчаниками, туфоконгломератами, которые переслаиваются с мелкозернистыми слюдисто-кварцевыми песчаниками, содержит незначительные фрагменты пирокластиков. Приурочены к зоне Лосевско-Мамонского разлома, с которым связаны проявления эксплозивного вулканизма [1–3]. Вулканогенные, вулканогенно-осадочные образования, по данным [1, 2], занимают площадь до 5 000 км², с общей мощностью 46 м, а вулканогенных пород — до 25 м. А.В. Бурдастых наметил места расположения вулканов (не менее 5): Н. Ма-

мон, Шкурлат, Гаврильские сады и др. [2]. Был зафиксирован разброс пирокластики до 25 км от вулканических центров. Изучение ястребовских отложений этого объекта было вызвано аномальным содержанием ильменита; они рассматривались как рудоносные залежи [2]. В них были определены до 50 % минералов тяжелой фракции: ильменита (до 47 %), обломков эффузивов с зернами ильменита, циркона (до 2.8 %), рутила, лейкоксона, граната, сидерита. Ильменит имеет оскольчатые, остроугольные формы, реже представлен кристаллами, размер зерен от 0.001 до 0.7 мм. Считают [1, 2, 4], что россыпи формировались в прибрежно-морской зоне. В этом случае непонятна остроугольная форма обломков ильменита. Легкая фракция туфопесчаников и туфогравелитов представлена кварцем (до 98.2 %), полевым шпатом (до 6 %) и обломками каолинизированных и хлоритизированных эффузивов. К сожалению, не указывается, к какой части побережья с терригенным осадконакоплением приурочены россыпи (супралиторали, литорали, суперлиторали).

В формировании ястребовского горизонта выделяются два этапа. На первом этапе в северной части антеклизы формировались кварцевые пески, кварцевые алевролиты и песчаники, а в северо-восточной мелководно-морской зоне — переслаивающиеся пески, глины, алевролиты. Во второй этап в прибрежно-морской зоне на юго-востоке антеклизы вблизи Лосевско-Мамонского и Новохоперского разломов в результате активизации тектонических процессов в Днепровско-Донецком авлакогене произошло извержение вулканов, возникли коренные источники ильменита, магнетита, а также хромшпинелидов, циркона и других минералов. При последующем размыве околожерловая фация минералов переотлагалась, что привело к формированию промежуточного ястребовского коллектора [1].

В поисках следов пирокластики для сравнительного анализа нами изучался **минералогический состав ястребовского горизонта листа □ 37-XXX (Малоархангельск, Орловская область)**. Было установлено: 1) отложения данного горизонта представлены тонко-мелкозернистыми кварцевыми песчаниками, алевролитами и каолинит-гидрослюдистыми глинами, местами со смектитовой составляющей; 2) тяже-

лая фракция представлена минералами: цирконом, рутилом, апатитом, турмалином, дистеном, ставролитом; поскольку в составе фракции не обнаружены роговая обманка, пироксены, эпидот, можно говорить о высокой зрелости осадка — коэффициент устойчивости стремится к бесконечности; 3) легкая фракция представлена в основном кварцем и единичными зернами халцедона; 4) особый интерес представляют глинистая фракция из нижней части ястребовского горизонта и глины муллинского горизонта. В основном они имеют каолинистовый, гидрослюдисто-каолинистовый состав, но в них (особенно муллинских) рентгенофазный анализ фиксирует примесь смектита, в муллинских глинах состав нередко существенно смектитовый. Несмотря на разную трактовку природы смектита (терригенную, диагенетическую), изучение смектитовых агрегатов, в т. ч. и под электронным микроскопом, показало сходство снимков по структурным особенностям с пепловыми агрегатами. Известна большая подвижность пепла во время извержений вулканов (вулкан Кракатау, Эйяфьятлайокудль и др., слой в 0.5 м чистых смектитов в альбском горизонте верхнемелового разреза г. Семилуки вблизи г. Воронежа). Таким образом, смектиты, скорее всего, являются результатом гальмиролиза пеплов и могут служить диагностическим признаком для распознавания пирокластического материала в осадочных платформенных отложениях.

Литература

1. Быков И.Н., Канцеров В.А. Руды титана во вскрышной толще Павловского карьера гранита (Воронежская область) // Вестник Воронеж. гос. ун-та. Сер. геол. 1996. № 1. С. 158–162.
2. Бурдастых А.В. Палеогеографические условия формирования ястребовской свиты на юго-востоке Воронежской антеклизы // Вестник Воронеж. гос. ун-та. Сер. геол. 2003. № 1. С. 39–46.
3. Жабин А.В., Савко А.Д., Сиротин В.И. Глинистые минералы верхнего протерозоя и фанерозоя Восточно-Европейской платформы // Тр. НИИ геологии ВГУ. Воронеж. 2006. 92 с.
4. Савко А.Д., Додатко А.Д. Кобы выветривания в геологической истории Восточно-Европейской платформы // Воронеж: ВГУ. 1991. 231 с.

ВУЛКАНОГЕННЫЙ МАТЕРИАЛ В НЕФТЕГАЗОНОСНЫХ ТОЛЩАХ: ДИАГНОСТИКА, МЕХАНИЗМЫ ЛОКАЛИЗАЦИИ И ЗНАЧЕНИЕ

Г. А. Кринари¹, Ю. Ш. Рахматулина²

¹Казанский федеральный университет, каф. минералогии и литологии;

²Институт проблем экологии и недропользования АН РТ, Казань

krinari@ksu.ru; naked4@yandex.ru

В последние годы обнаружение в осадочных породах вулканического пепла или продуктов его преобразований не стало восприниматься как редкое событие, что связано главным образом с развитием аналитических методов выявления известных критериев наличия «камуфлированной пирокластики» [1]. Если ранее диагностика крайне малых примесей не свойственных обычной седиментации фемических минералов, цеолитов и продуктов трансформации «пепловых» смектитов требовала применения специальных и трудоёмких приёмов [2], то появление в нефтяных компаниях большого количества современных рентгеновских дифрактометров с высокой стабильностью пучка, развитой системой цифровой обработки и интерпретации спектров сводит задачу к выполнению рутинных фазовых анализов. Основной проблемой сейчас становится низкий уровень специальной подготовки персонала соответствующих лабораторий, удовлетворительно знающих физику дифракции, но не обученных извлекать из экспериментальных данных нужную геологическую информацию.

Проще всего обнаруживать **пирокластический материал в карбонатных породах**, где примесь обломочных компонентов минимальна. В коллекторах нефти задача упрощается ещё тем, что микрофлора пласта, интенсивно развивающаяся при соизмеримых содержаниях воды и нефти, быстро разлагает все полевые шпаты и даже кварц. Минералы, содержащие структурное железо, к биохимическим трансформациям инертны [3], что обеспечивает сохранность амфиболов, пироксена и оливина. Но кремнезём и глинозём, мобилизованные в ходе разложения силикатов, участвуют в раскристаллизации вулканического стекла. Поэтому в коллекторах нефти фиксируется, как правило, широкий спектр цеолитов с существенно разным соотношением катионов: стильпномелан, морденит, ломонтит, филлипсит, реже анальцит, а клиноптилолит лишь в отдельных случаях. В абиогенных системах обычно преобладает клиноптилолит, изредка с примесью морденита.

Большой объём проанализированного керна позволяет выявить главные механизмы поступления вулканического пепла в осадок. В отдельных не очень частых случаях пепловый материал, с последующей инструментальной диагностикой, фиксируется визуально в виде глинистых прослоев разной толщины, и явно связан с отдельными извержениями вулканов. Такие прослои могут быть использованы для корреляции и резко повышают экранирующие свойства покрышек. Однако малая примесь «пеплового» материала присутствует во всём продуктивном карбонатном разрезе Татарстана, что не может быть напрямую

связано с вулканической деятельностью. Объяснением служат «маргинальные фильтры» А. П. Лисицина [4], когда тонкодисперсный материал, прежде чем попасть в осадок, накапливается организмами планктона, что нивелирует итоги отдельных извержений.

Часто существенное содержание дисперсных фаз пирокластики появляется в зонах цементации под древними ВНК [3], с которыми они, скорее всего, генетически связаны, участвуя в повышении рН при биогенной мобилизации щелочных катионов. Подтверждением служит синхронное увеличение концентрации минералов свободного глинозёма и формирование «гиббситовых» сеток в смешанослойных фазах глинистых минералов. Очевидно, перераспределение дисперсных фаз происходит здесь за счёт латеральной фильтрации флюидов в коллекторе. Как итог, почти однородная, в литологическом смысле, карбонатная толща становится серией проницаемых пластов, разделённых вторичными покрывками с таким же исходным минеральным составом.

Терригенные коллекторы тоже часто содержат небольшую примесь пирокластического материала за пределами локальных «пепловых» горизонтов. Обычно в таких породах больше клиноптилолита и местами появляется алунит. Но причиной осаждения здесь тонкодисперсных частиц, включая органо-минеральные комплексы, становится процесс коагуляции, определявшийся фациальной обстановкой на данном участке бассейна седиментации. Поэтому почти все коллектора продуктивного девона Татарстана (пласты Д1–Д3) содержат следы «камуфлированной пирокластики», тогда как песчаники бобриковского горизонта, образованные в условиях пресноводных субконтинентальных (а не прибрежно-морских) фаций, таких следов, как правило не имеют. В обоих случаях основной минеральный состав коллекторов представлен кроме кварца каолинитом и слюдами, часто присутствует пирит и сидерит, примесь альбита и КПШ обычно мала. На рис. 1 проведено сравнение спектров дифракции этих объектов.

Столь небольшие различия минерального каркаса могут иметь существенные, а иногда и решающие последствия при добыче нефти. Если источником исходного обломочного материала были кислые кристаллические породы, то присутствующие в осадке фазы смектита способны возникать лишь за счёт примеси вулканического пепла. В процессе иллитизации они формируют частицы из наноблоков слюд, каждый из которых имеет 3D структуру [5]. Реализации технологий заводнения коллекторов ведёт при участии микрофлоры пласта к появлению смектита и диспергации агрегатов вторичных слюд на отдельные нанопластинки толщиной около 4–10 нм за счёт

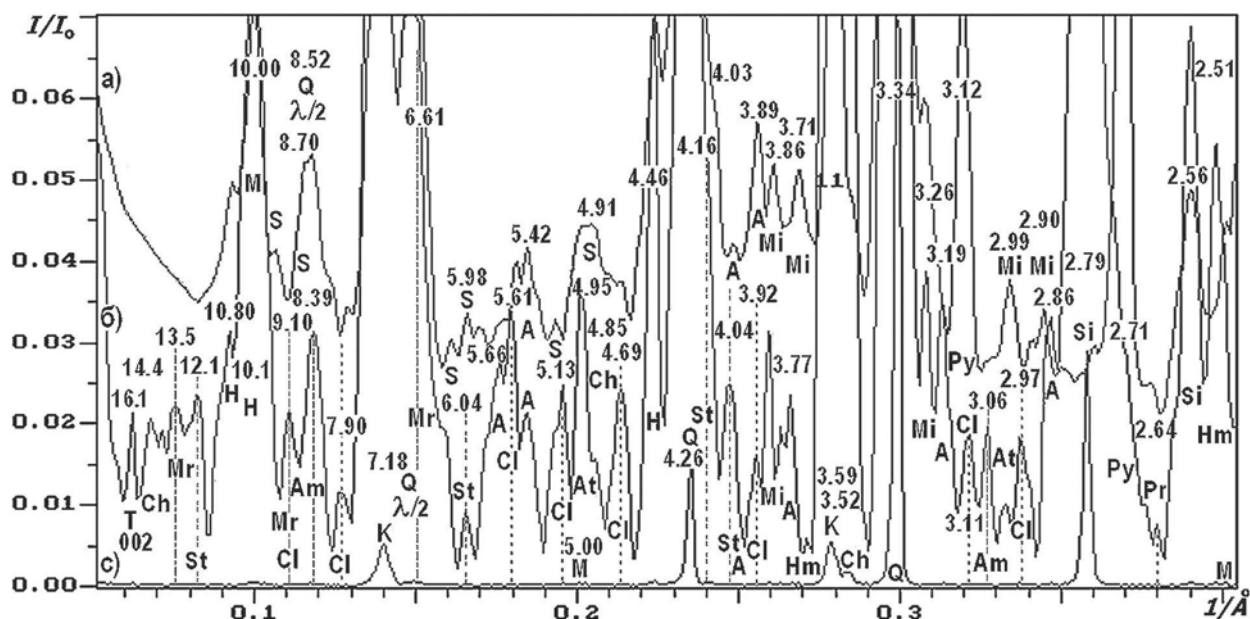


Рис. 1. Типичные спектры порошковой дифракции от нефтеносных песчаников:

а) пласт С₁ ВВ₁², бобриковский горизонт; б) пласт D_{1а}, спектры нормированы по 100 кварца; в) исходный спектр.

Обозначения фаз: Q — кварц, К — каолинит, Н — галлуазит, М — слюда, А — альбит, Ми — микроклин, Si — сидерит, Py — пирит, Am — амфибол, St — стильпномелан, Mg — морденит, Cl — клиноптилолит, Pr — пироксен?, At — алунит, S — скарброит, Hm — гематит, T — тосудит (1:1 хлорит–сметит) Ch — хлорит–сметит неупорядоченный

огромных напряжений, возникающих при внедрении монослоёв воды по границе блоков. Они могут увлекаться флюидом [6]. Эти пластинки несут высокий поверхностный потенциал, которому нечем компенсироваться в опреснённом растворе. Фиксируясь на неоднородностях пор, они будут создавать встречный электроосмотический поток, резко тормозящий фильтрацию вплоть до её полного прекращения. Удельная поверхность вторичных пластинок на порядок больше, чем у исходных частиц слюды, поэтому эффект падения фильтрации возникает при общей глинистости пород, не превышающей нескольких процентов, но обратную трансформацию в смектит полностью задаёт трёхмерная структура слюд [6].

Обломочный мусковит, имеющий структуру политапа 2M₁, наиболее устойчив к любой деградации, в смектит не переходит и наночастицы не образует. Напротив, вторичный иллит, сравнительно просто теряющий необходимый микрофлоре пласта межслоевой K⁺ при частичной замене тетраэдрического кремнезёма на биогенный глинозём, переходит при обводнении пласта в динамичную гетерогенную систему, содержащую, кроме наночастиц слюды, серию неупорядоченных смешанослойных фаз с переменным содержанием пакетов слюд и смектита. Для выявления трёхмерной структуры глинистых минералов надо иметь дифракционные максимумы общего положения [5], иллюстрируемые рис. 2.

Из спектра 2а видно значительное усиление дифракционных максимумов 13+L (2M₁) со смещением в сторону рефлексов 13-L от 1M политапа (указано стрелками), особенно в дублете 13-3 (2M₁)+131 (1M) и 133 (2M₁)+13-2 (1M), а рефлексы 13-L (2M₁) ослаблены и почти не смещаются. Это указывает на формирование трёхмерной смешанослойности (смеща-

ноблочности) пакетов данных политапов, при которой из двух равновероятных разворотов соседних слоёв на +60° или –60° преимущественно реализуется первый [5]. Объясняется это тем, что у «пепловых» смектитов, за счёт повышенной железистости, размеры слоёв в плоскости **ab** больше, чем у диоктаэдрических слюд. При иллитизации сближение метрик систем плоских сеток hkl 1M и 2M₁ политапов требует удаления катионов из цис-октаэдров, что обеспечивает уменьшение межслоевого сдвига за счёт снижения угла моноклинности и образование единой последовательности из сеток *сv* (цис-вакантных) слоёв 1M*сv* политапа с сетками структуры 2M₁. Только при повороте +60° рефлексы 13-L политапа 1M*сv* совпадают с 13+L отражениями 2M₁ политапа, а рефлексы 13+L (2M₁) и 13-L (1M*tv*) будут создавать эффект смешанослойности, так как любая 1M последовательность обычно содержит как транс-, так и цис-вакантные слои.

В ходе обратной трансформации вторичных слюд процесс должен затрагивать, прежде всего, участки с неупорядоченной как 1D, так и 3D структурами. В конечном итоге все смешанослойные и смешаноблочные фазы преобразуются в смектит, и система примет вид механической смеси из 3D упорядоченных 1M и 2M₁ политапов, как на спектре 2б.

Если коллектор изначально не содержал существенной примеси минералов, способных трансформироваться во вторичные слюды, как в случае бобриковских песчаников, его спектры 3D дифракции будут содержать отражения глинистых минералов, не имеющие смещений эффектом 3D смешанослойности, мусковита 2M₁ и каолинита на спектре 2с.

Из сказанного следует, что уже на стадии планирования технологий разработки залежи нефти следует учитывать всю геологическую историю коллекто-

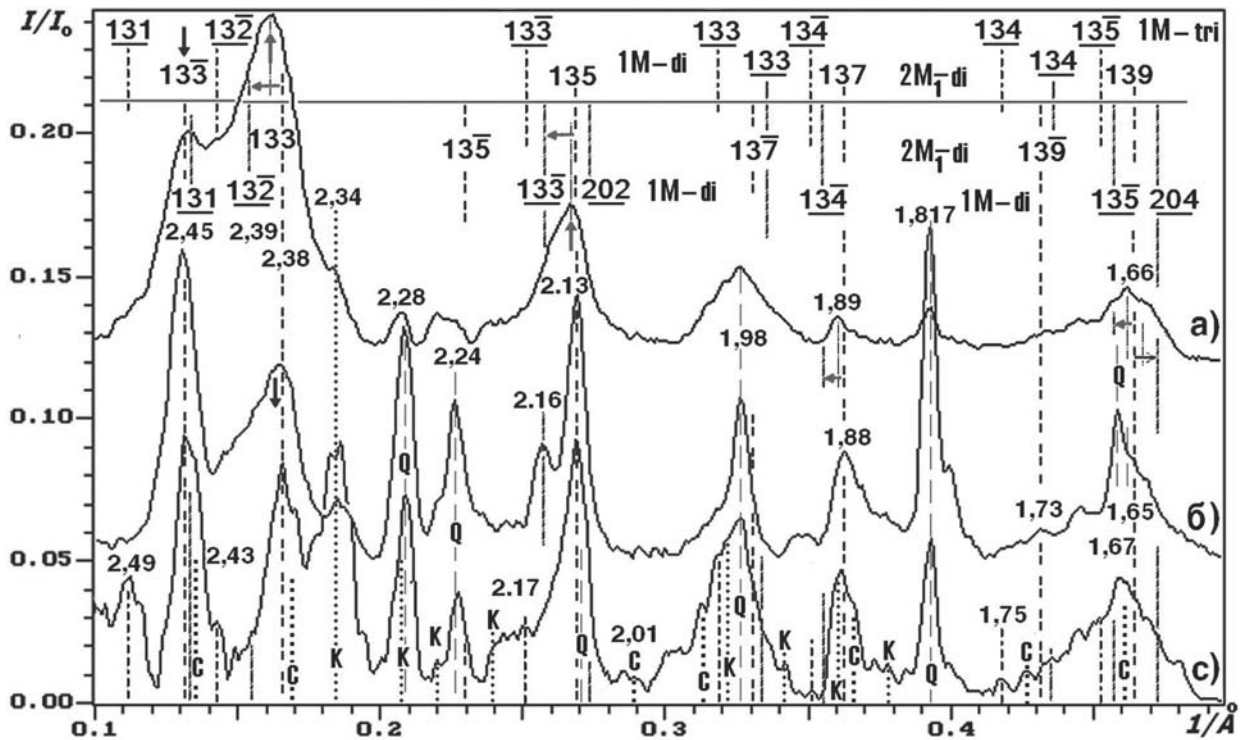


Рис. 2. Спектры дифракции зоны 13L-20L от ориентированных препаратов глинистой компоненты образцов: а) продуктивный песчаник пласта D₁; б) аналогичный песчаник из полностью промытого пласта, в) продуктивный песчаник бобриковского горизонта, пласт C₁BB₁². Цифры и пунктиры дают расчётные положения разных политипов слюд: триоктаэдрического 1M, диоктаэдрических 2M₁, 1M. Q — кварц, K — каолинит, С — хлорит

ров, включая как состав минералов-примесей, так и характер литогенеза. **Констатация только наличия слюд или гидрослюд недостаточна — необходимо оценивать возможность присутствия вторичных слюд, обратная трансформация которых при закачке пресных вод может резко снижать дебиты эксплуатационных скважин.** Так как регистрация рефлексов общего положения слюд является трудоёмкой задачей, косвенным указанием на присутствие вторичных слюд может быть примесь и других индикаторов «камуфлированной пирокластике». Следует иметь в виду, что при существенной роли в разрезе граувакк, как в Западной Сибири, источником смектитов могут быть и продукты гипергенеза фемических минералов.

Литература

1. Коссовская А.Г. Генетические типы цеолитов стратиформных формаций // Литол. и полез. ископаемые. 1975. № 2. С. 23–44.

2. Кринари Г.А., Акдасов Э.И., Семёнов А.В. Высококочувствительная рентгеновская порошковая дифрактометрия — методические основы и пути практического использования // Спектроскопия, рентгенография и кристаллохимия минералов. 1996. Казань: КГУ. С. 57–67.

3. Сахибгареев Р.С. Вторичные изменения коллекторов в процессе формирования и разрушения нефтяных залежей. Л.: Недра, 1989. 260 с.

4. Лисицин А.П. Потоки осадочного вещества, природные фильтры и осадочные системы «живого океана» // Геол. и геофизика. 2004. Т. 45, № 1. С. 15–48.

5. Кринари Г.А., Храмченков М.Г. Трёхмерная структура вторичных слюд осадочных пород: особенности и механизмы формирования // Докл. РАН. 2008. Т. 423. №4. С. 524–529.

6. Кринари Г.А., Храмченков М.Г. Обратная трансформация вторичных слюд осадочных пород: механизмы и приложения. // Докл. РАН. 2011. Т. 436, № 5. С. 1–6.

Цеолиты и цеолитовые породы

ЦЕОЛИТОНОСНЫЕ ФОРМАЦИИ РОССИИ И ВУЛКАНИЗМ

А. И. Буров

Научно-производственный центр «Поиск», Казань

zeo-bur@yandex.ru

Природные цеолиты являются широко распространенными минералами приповерхностной части литосферы. По генетической классификации А. С. Михайлова они подразделяются на классы: кор выветривания, диагенетические, катагенетические, метаморфические, гидротермальные, позднемагматические и импактные [6]. Основная масса цеолитов приурочена к стратифицированным отложениям (диагенетические, катагенетические и гидротермальные), где они представлены несколькими видами: клиноптилолитом, гейландитом, морденитом, филлипситом, анальцитом, ломонтитом, иногда шабазитом, стильбитом и эрионитом.

Природные цеолиты могут выступать как минералы-индикаторы геологических процессов, в частности для диагностики вулканогенных продуктов в осадочных толщах. Большинство концентраций концентрированных и океанических цеолитов образовалось по раздробленному вулканическому стеклу (пепловым и разнообломочным туфам), что объясняется сходством химического состава стекол и цеолитов и, таким образом, минимальными энергетическими затратами при их кристаллизации.

По условиям образования месторождения цеолитов России группируются в **три основных геолого-промышленных типа**: вулканогенный (гидротермально-метасоматический), вулканогенно-осадочный (диагенетический и гидротермально-диагенетический) и осадочный (диагенетический). Для месторождений вулканогенного и вулканогенно-осадочного типа исходным материалом для цеолитообразования служило раздробленное вулканическое стекло кислого, реже среднего, иногда основного состава.

Вулканогенные месторождения образуются по субэвральным вулканикам вблизи от вулканического очага (пепловые и разнообломочные туфы, туфобрекчии) и преобразованным впоследствии низкотемпературными гидротермальными растворами. Цеолиты представлены клиноптилолитом, реже морденитом, иногда гейландитом, шабазитом и ломонтитом.

Вулканогенно-осадочные месторождения возникли по пепловым туфам и туффитам, отложенным в морях, лагунах и озерах на расстояниях в километры—десятки километров от вулканических центров, в процессе диагенетического преобразования стекла при его реакции с поровыми водами. Цеолиты представлены клиноптилолитом и гейландит-клиноптилолитом. В настоящее время для целого ряда вулканогенно-осадочных месторождений, образовавшихся на небольших глубинах в кальдерах и межгорных впадинах вулканических поясов, в рифтогенных впадинах молодых и древних платформ, предполагается стимулирование процесса цеолитизации повышенным тепловым потоком, а также воздействием нало-

женной гидротермальной проработки. Вулканогенные и вулканогенно-осадочные месторождения представлены, как правило, средними и богатыми цеолитовыми рудами (более 40 % цеолитов).

Осадочные месторождения цеолитов приурочены к платформенным терригенно-карбонатно-кремнистым отложениям мезозойско-кайнозойского возраста, где цеолиты (кальциевый клиноптилолит) образуются при диагенезе за счет биогенного аморфного кремнезема и других высокорекреационных компонентов осадков (главным образом, цеолитосодержащих опок, трепелов, кремнеземистых мергелей). Несмотря на невысокие содержания цеолитов (15–40 %), наличие в породах и других минералов-сорбентов (опал-кristобалита, монтмориллонита) предопределяет их достаточно высокие потребительские свойства.

Мощности залежей цеолитов на месторождениях составляют единицы—десятки метров при протяженности от десятков метров—первых километров (вулканогенные месторождения) до сотен метров—десятков километров (вулканогенно-осадочные и осадочные месторождения).

Все вулканогенные и вулканогенно-осадочные месторождения цеолитов приурочены ко вполне определенным цеолитоносным формациям, возраст которых соответствует эпохам вулканизма для данного региона. Площади развития цеолитоносных формаций объединяются в цеолитоносные районы и провинции, выделенные в разное время А. С. Михайловым, А. И. Буровым, В. П. Болтухиным, М. И. Грайзером, Н. Г. Ключанским, К. Е. Колодезниковым, В. А. Нефедовым, Ю. В. Павленко, А. Э. Хардиковым [2, 4, 7, 9] (таблица).

В *Сибири и на Дальнем Востоке* сосредоточены вулканогенно-осадочные и вулканогенные месторождения цеолитов. Вся эта территория по характеру цеолитоносности подразделяется на два сегмента: Тихоокеанский подвижный пояс (Тихоокеанская ЦП) и остальная территория. Общей закономерностью в распространении цеолитов является удревнение цеолитоносных формаций от областей с формирующейся континентальной корой (Камчатка, Курилы, Сахалин, Командоры, Центральная Чукотка) (поздний мел—антропоген) в направлении к древней Сибирской платформе (поздний девон—ранний карбон). В Тихоокеанской ЦП развиты как типичные вулканогенно-осадочные диагенетические залежи в миогеосинклинальных морских терригенно-туффитовых формациях (Центральная Чукотка, Сахалин, запад Камчатки, Командоры), так и вулканогенные гидротермально-метасоматические и вулканогенно-осадочные гидротермально-диагенетические месторождения в наземных вулканических поясах (Охотско-

Основные цеолитоносные провинции (ЦП), районы (ЦР) и формации (ЦФ) России

ЦП, ЦР	Возраст ЦФ	ГПТ *	Основные цеолиты**	Базовые месторождения
Тихоокеанская ЦП:	K₂-Q	В, ВО	Кл, Мр	
Охотско-Чукотский ЦР	K ₂	ВО, В	Кл, Мр, Лм	Пастбишное
Приморский ЦР	K ₂ -Pg	В, ВО	Кл, Мр	Чугуевское
Сахалинский ЦР	N ₁	ВО	Кл	Льютогское
Курильский ЦР	N ₂	В	Мр	Горячий Пляж
Камчатский ЦР	N ₁ -Q	В, ВО	Кл, Мр	Ягоднинское
Алеутский ЦР	N ₁	ВО	Кл	Никольское
Монголо-Охотская ЦП:	J₃-K₂	В, ВО	Кл, Мр	
Зея-Малохинганский ЦР	K ₁ -K ₂	В, ВО	Кл, Мр	Радде
Забайкальский ЦР	J ₃ -K ₁	В, ВО	Кл, Мр	Холинское, Шивыртуйское
Иркутский ЦР	J₁-J₂	ВО	Кл	Кудинское
Тунгусская ЦП	T₁	В, ВО	Шб, Гл, Лм	Бадарминское
Алтае-Саянская ЦП:	C₁, T₁	ВО	Кл, Гл, Ан	
Минусинский ЦР	C ₁	ВО	Кл, Гл, Ан	Сахаптинское
Кузбасский ЦР	T ₁	ВО	Гл, Кл	Пегасское
Енисейско-Вилуйская ЦП:	D₃-C₁	ВО	Кл, Гл, Ан	
Кемпендяйский ЦР	D ₃ -C ₁	ВО	Кл, Ан	Хонгуруу
Рыбинский ЦР	C ₁	ВО	Кл, Гл	Вознесенское
Уральская ЦП:	D₂	ВО, В	Кл, Лм	
Южно-Уральский ЦР	D ₂	В	Лм	Сибайское
Приполярно-Уральский ЦР	D ₂	ВО	Кл	Мысовское
Восточно-Уральский ЦР	K₂-Pg₁	О	Кл	Полуночное
Северо-Кавказская ЦП	K₂-Pg₂	О, ВО	Кл	Дюбек, Шедокское
Восточно-Европейская ЦП:	J₃-Pg₂	О, ВО	Кл	
Поволжский ЦР	J ₃ -Pg ₂	О, ВО	Кл	Татарско- Шатрашанское
Центральный ЦР	K ₁ -K ₂	О	Кл	Хотынецкое
Прибалтийский ЦР	J ₃	О	Кл	Усть-Неманское

* ГПТ – геолого-промышленные типы месторождений цеолитов: В – вулканогенный (гидротермально-метасоматический), ВО – вулканогенно-осадочный (диагенетический и гидротермально-диагенетический), О – осадочный (диагенетический).

** Цеолиты: Кл – клиноптилолит, Гл – гейландит, Мр – морденит, Шб – шабазит, Ан – анальцит, Лм – ломонтит.

Чукотском, Сихотэ-Алинском, Камчатском). На остальной территории размещение вулканогенных и вулканогенно-осадочных цеолитовых залежей контролируется отрицательными структурами областей среднепалеозойской и мезозойской тектоно-магматической постконсолидационной активизации, носящей обычно рифтогенный характер (Монголо-Охотская, Алтае-Саянская, Тунгусская, Енисейско-Вилуйская цеолитоносные провинции).

Палеозойские складчатые образования *Урала*, вследствие широкого развития процессов метаморфизма, магматизма и пострудных изменений, в целом относятся к малоперспективным на промышленную цеолитоносность. Однако и здесь, среди среднедевонских вулканогенно-осадочных пород Приполярного Урала выявлены небольшие объекты, сложенные клиноптилолитсодержащими туфами.

Учитывая тематику настоящего совещания, необходимо остановиться на осадочных цеолитах *Европейской части России и Зауралья* (Восточно-Европейская,

Восточно-Уральская и Северо-Кавказская ЦП). Большинство исследователей связывают формирование основной их массы с диагенетическими преобразованиями биогенного кремнезема и других (карбонатно-глинистых) компонентов осадка [2, 6, 9, 10]. Однако в 1970-х гг. А. Г. Коссовской и В. И. Муравьевым было выдвинута идея об образовании данных цеолитов за счет привнесенной из окружающих вулканических областей пирокластике («камуфлированная» пирокластике). Обоснованная критика этого положения дана в работе В. А. Супрычева [8]. Автор настоящего доклада на основании собственных исследований в Поволжье, Северном Кавказе и в других районах, также полагает, что подавляющая масса платформенных мезозойско-кайнозойских цеолитов Европейской части России и Зауралья по своему происхождению никак не связана с вулканизмом. В то же время, он поддерживает высказывания Е. Ф. Ахлестиной [1] о таковой связи для эоценовых отложений Нижнего и Среднего Поволжья (т. н. «киевская свита»). В обоснование этого

предположения необходимо сказать, что в эоценовое время в Закавказье происходила мощная эксплозивная вулканическая деятельность, приведшая к образованию в Грузии крупных вулканогенно-осадочных месторождений цеолитов. К этому можно добавить, что в последние годы в пределах Северо-Кавказской «осадочной» цеолитоносной провинции, в Дагестане, в эоценовых кремнисто-карбонатных отложениях были выявлены небольшие залежи типичных клиноптилолитовых туфов.

В целом, мировой опыт изучения цеолитов показывает, что наиболее распространенным явлением здесь выступает *диагенетическое преобразование в клиноптилолит кислых вулканических туфов, отложенных в морской среде*. Появление других минеральных видов цеолитов можно трактовать как определенные отклонения от этой «генеральной» линии. Так, по туфам среднего состава образуется промежуточный гейландит-клиноптилолит (Сахалин), трахиандезитовым и трахитовым – филлипсит, шабазит (Грузия, Италия), по туфам основного состава – гейландит, шабазит, ломонтит (Тунгусская синеклиза, Кузбасс). Наличие в кислых туфах морденита может свидетельствовать о наложенной гидротермальной проработке (Тихоокеанская, Монголо-Охотская ЦП). По кислым туфам, отложенным в щелочных озерах запада США, сформировались залежи клиноптилолита, морденита, шабазита, анальцима, эрионита. Появление гейландита и анальцима в вулканогенно-осадочных разрезах может быть связано с явлением «диагенеза погружения»¹. В последнем случае необходимо учитывать также временной фактор (палеозойские цеолитоносные формации Енисейско-Вилюйской и Алтае-Саянской ЦП).

Немаловажное значение имеет также изучение химического состава цеолитсодержащих пород, по-

зволяющее уточнять состав исходного вулканического стекла, фациальных условий отложения и эпигенетических преобразований пород, оценивать принос-вынос вещества при цеолитообразовании [3].

Литература

1. *Ахлестина Е.Ф., Курлаев В.И.* О цеолитоносности эоценовых пепловых отложений Саратовского и Волгоградского Поволжья // Тр. Конф. по вопр. геол., физ.-хим. свойств и применению природ. цеолитов, Тбилиси, 1–5 ноября 1981. Тбилиси, 1985. С. 41–44.
2. *Буров А.И.* Сырьевая база природных цеолитов России // Природные цеолиты России. Т. 1. (Тез. докл. Республ. совещания «Природные цеолиты России», 25–27 ноября 1991 г., Новосибирск). Новосибирск, 1992. С. 11–14.
3. *Буров А.И.* О химическом составе цеолитсодержащих пород // Разведка и охрана недр, 1992, № 12. С. 5–7.
4. *Колодезников К.Е.* Цеолитоносные провинции востока Сибирской платформы. Якутск: ЯФСО РАН, 2003. 224 с.
5. *Коссовская А.Г.* Генетические типы цеолитов стратифицированных формаций // Литол. и полезн. ископаемые, 1975. № 2. С. 23–44.
6. *Михайлов А.С.* Цеолиты стратифицированных осадочных и вулканогенно-осадочных отложений // Природные цеолиты. М.: Наука, 1980. С. 53–59.
7. *Павленко Ю.В.* Цеолитовые месторождения Восточного Забайкалья. Чита: ЧитГТУ, 2000. 101 с.
8. *Супрычев В.А.* Диагенетические цеолиты кремнисто-карбонатных формаций мезозоя и кайнозоя // Изв. АН СССР. Сер. геол., 1979, № 5. С. 83–93.
9. *Хардинов А.Э.* Цеолиты Северного Кавказа. Ростов-на-Дону: РГУ, 2005. 224 с.

ЦЕОЛИТЫ В ВЕРХНЕЮРСКИХ ПОРОДАХ ЧИМ-ЛОПТЮГСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ ГОРЮЧИХ СЛАНЦЕВ (ЯРЕНСКИЙ СЛАНЦЕНОСНЫЙ РАЙОН)

В. А. Салдин, И. Н. Бурцев, Ю. С. Симакова, В. Н. Филиппов

Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

litgeo@geo.komisc.ru

Чим-Лоптюгское месторождение горючих сланцев находится на северо-западе Яренского сланценосного района Вычегодского бассейна и входит в состав Волжско-Печорской сланценосной провинции [3]. В ходе детальной разведки месторождения (2008–2010 гг.), в которой активное участие принимали авторы настоящей статьи, были получены новые данные по литологии, стратиграфическому расчленению и корреляции пластов горючих сланцев, минералогии и геохимии. Настоящая работа посвящена первым находкам аутигенных цеолитов в юрских отложениях

севера Русской плиты и содержит предварительные результаты их изучения.

Верхнеюрский разрез этого района слагают горючие сланцы с различной примесью глинистого и карбонатного материала, глины известковые темно-серого и зеленовато-серого цветов, мергели и редкие слои песчаников. Толща расчленена на пачки снизу вверх по разрезу: 1) глинистую зеленоцветную (2–10 м), 2) глинистую пестроцветную (1.0–2.5 м), 3) сланценосную сероцветную (1.9–4.5 м), 4) сланценосную темноцветную (5–14 м) и 5) глинистую над-

¹ В нашей литературе, как известно, этот «burial diagenesis» именуется катагенезом (*Прим. редактора*).

сланцевую (0–22 м). Отложения первой пачки относятся к оксфордскому и кимериджскому ярусам, а вышележащие отложения — к средневожскому подъярису вожского яруса [3, 5, 8]. Верхнеюрские породы включают остатки аммонитов, белемнитов, а также фораминифер, иглокожих, радиолярий, остракод, брахиопод, но наиболее многочисленны двухстворчатые моллюски, свидетельствующие о мелководноморских условиях их седиментации.

Цеолиты были обнаружены по всему разрезу средневожских отложений, исключая надсланцевую пачку. Они встречаются в различных типах глин и горючих сланцев. В данном интервале разреза наиболее широко распространены **глинистые породы**. Рентгендифрактометрическим анализом было установлено, что они сложены иллитом, смешанослойными минералами, смектитом (разбухающей фазой), каолинитом и хлоритом [7]. Таким образом, состав глин поликомпонентный, но с доминированием иллита и смешанослойных образований. **Горючие сланцы** темно-серо-коричневые, коричневато-серые и зеленовато-серые состоят из трех основных компонентов: органического (ОВ), глинистого и карбонатного.

В зависимости от соотношения глинистого и органического компонентов, выделяются собственно горючие сланцы, горючие глинистые сланцы и глины углеродистые (ранее часто именовавшиеся «глинами керогенсодержащими»). Обычными аутигенными минералами, кроме цеолитов, в данных породах являются пирит, глауконит и гипс (очевидно, продукт окисления пирита).

Как аллотигенная примесь в цеолитсодержащих породах встречаются окатанные зерна кварца и глауконита алевритовой и тонкопесчаной размерности, а также редкие полевой шпат и серицит. Среди обломков песчаной размерности, присутствующих в виде примеси в породах верхней юры Чим-Лоптюгского месторождения, диагностированы силициты, микрокварциты (?), эффузивные породы основного или среднего состава, хлорит-кварцевые сланцы, гранитоиды (сростки кварца и калиевого шпата), кварцевые алевролиты.

Цеолиты были определены двумя независимыми методами — оптическим и рентгендифрактометрическим (дифрактометр Shimadzu XRD-6000, излучение — CuK_α). Образцы глинистых пород с наиболее значительным содержанием цеолитов изучены при помощи сканирующего

электронного микроскопа JSM-6400, оснащенного энергодисперсионной приставкой Link ISIS-300 (напыление углеродом скола породы, рабочее напряжение 20 kV). В среднем по разрезу содержание цеолитов составляет от десятых долей % до первых процентов, но в пестроцветной пачке достигает 25–30 %!

Под микроскопом видно, что кристаллы цеолитов бесцветны и, главным образом, выполняют полости радиолярий, причем четкое тяготение цеолитов к раковинкам радиолярий прослеживается по всему разрезу — и за пределами пестроцветной пачки. Обычно цеолиты образуют скрытокристаллический агрегат, но встречаются кристаллы таблитчатой и удлиненно-таблитчатой формы (рис. 1, В, Г).

Наиболее крупные кристаллы цеолита отмечают на границе матрикса с порами. Они достигают по удлинению 0.02 мм при ширине 0.006 мм. Минерал имеет характерный низкий показатель преломления и очень низкое двупреломление, так что в шлифах кажется почти изотропным. Точное определение кристаллооптических констант цеолитов здесь невозможно вследствие мелких размеров кристалликов. Нельзя исключать и возможность изменения оптических свойств цеолитов в результате проварки рыхлых пород в процессе изготовления шлифов.

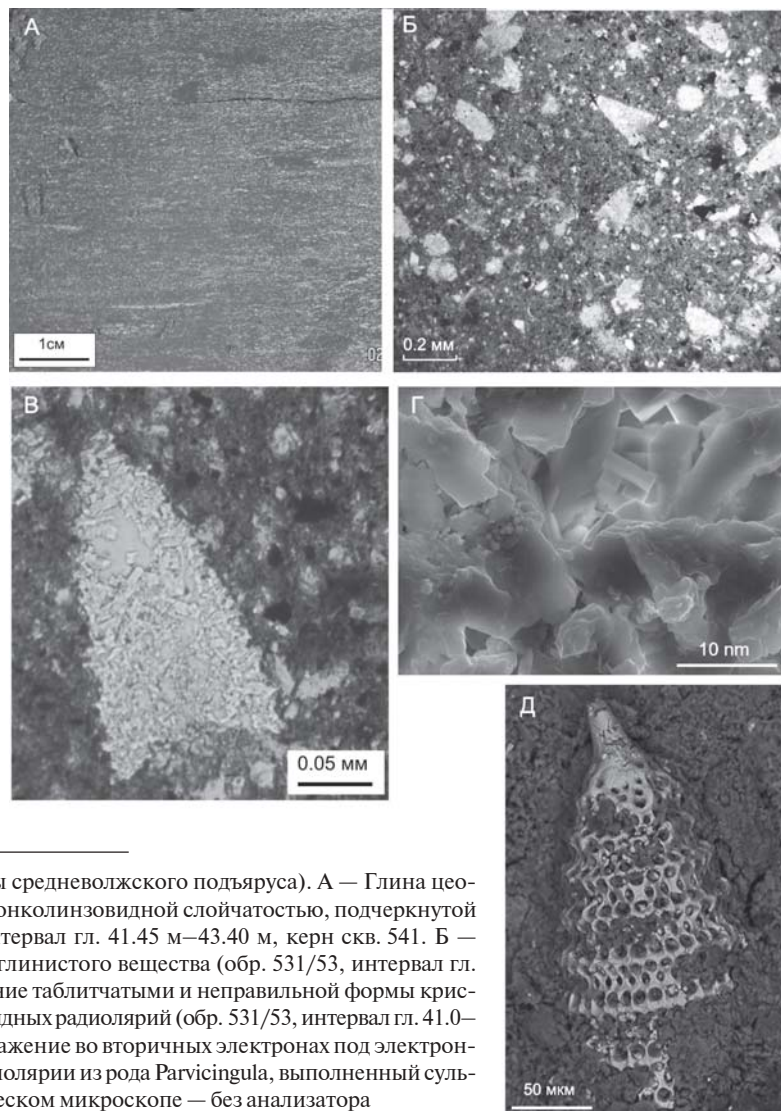


Рис. 1. Цеолиты в пестроцветной пачке (низы средневожского подъяруса). А — Глина цеолитсодержащая темно-серая с неотчетливой тонколинзовидной слойчатостью, подчеркнутой распределением радиолярий (обр. 541/15, интервал гл. 41.45 м–43.40 м, керн скв. 541. Б — деталь А. Срезы радиолярий (светлые) среди глинистого вещества (обр. 531/53, интервал гл. 41.0–42.5 м, скв. 531, шлиф). В, Г — Выполнение таблитчатыми и неправильной формы кристаллами гейландит-клиноптилолита башенковидных радиолярий (обр. 531/53, интервал гл. 41.0–42.5 м, скв. 531). В — деталь Б, шлиф; Г — изображение во вторичных электронах под электронным микроскопом; Д — ажурный панцирь радиолярии из рода *Parvicingula*, выполненный сульфидом железа. Все микрофотографии в оптическом микроскопе — без анализатора

По данным рентгеноструктурного анализа межплоскостные расстояния близки к стандартным для клиноптилолита и гейландита, с наиболее интенсивными линиями (Å): 8.99, 3.96 и 3.90 (табл. 1).

Химический состав цеолитов определялся под микронзондом (табл. 2), всего было произведено шесть измерений. Вычисленный по этим данным классификационный параметр Si/Al имеет значения 4.01–4.33, что соответствует клиноптилолиту [6]. Основными катионами здесь являются Ca, K и Mg; в незначительном количестве присутствуют Na, Sr и Ba. Как видно в табл. 2, в этих составах имеется значительный дефицит катионов. Следует иметь в виду, что значения Na могут довольно сильно отличаться от истинного содержания из-за неточности определения Na данным методом. Кроме того, на результаты измерений может влиять и вмещающая глинистая матрица. Поэтому без исследований отдельных кристаллов и при отсутствии данных термического анализа цеолитовой монофракции (особенно важного метода для отделения клиноптилолитов от гейландитов), изученные минералы можно предварительно аттестовать как некий промежуточный состав: гейландит–клиноптилолит.

По данным химического состава цеолитов нами была построена модульная диаграмма, специально разработанная для распознавания минералов этой группы [4], в координатах AM (Al_2O_3/SiO_2) – ЦЗМ ($(CaO + MgO + BaO + SrO)/(Na_2O + K_2O + Li_2O + Cs_2O)$). На базовой модульной диаграмме, построенной по данным 200 анализов гейландитов и клиноптилолитов, поля этих минералов лишь незначительно перекрываются [4]. Фигуративные точки наших цеолитов расположились как раз в узком поле перекрытия кластеров этих двух минералов. Таким образом, наш диагноз подтверждается и с помощью метода литохимии.

Таблица 1

Межплоскостные расстояния цеолитов (Å)

п/п	d (hkl)	I, отн.ед.
1	8.99	29
2	7.93	6
3	5.09	11
4	3.96	40
5	3.90	20
6	3.43	10
7	3.13	7
8	2.98	13

Отдельно следует остановиться на литологических особенностях пестроцветной пачки. Цеолитоносные глины темно-серого цвета изменчивы по мощности от 1 до 2.5 м и вскрыты в разрезах большинства скважин.

Они сложены хлорит-иллит-сметкитовой и иллит–сметкитовой минеральными ассоциациями. Эти глины отличаются очень низкой известковистостью, и в них очень редки остатки макрофауны в отличие от глин выше- и нижележащих пачек. Часто в кровле целитоносной пачки залегает слой зеленовато-серых глин мощностью 10–15 см, переработанный ходами Chondrites. Нашими предшественниками данная пачка глин была выделена как надежный литологический репер [3, 5].

При ее описании всеми исследователями отмечались многочисленные «белые вкрапления» в глинах. Теперь становится ясным, что это не что иное, как раковинки радиолярий башенковидной формы рода *Parvicingula* (см. выше – рис. 1, Б–Г). Остатки радио-

Таблица 2

Химический состав и формульные коэффициенты цеолитов

№ п/п	SiO ₂	Al ₂ O ₃	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	SrO	BaO	AM	ЦЗМ
1	76.73	15.82	1.41	2.98	0.01	2.07	0.920	0.740	0.21	2.89
2	66.25	13.88	1.32	2.56	0.01	2.02	1.270	0.530	0.21	2.74
3	66.59	13.09	1.33	2.93	0.66	1.91		0.980	0.20	2.04
4	66.27	12.98	0.99	2.74	0.70	1.82			0.20	1.48
5	73.03	15.43	1.48	2.59	0.63	2.10	1.340	0.570	0.21	2.19
6	78.18	15.84	1.77	2.95	1.00	2.31	0.640	0.590	0.20	1.80
	Катионы									
	Si	25.23	25.66	25.87	26.08	24.94	25.77			
	Al	6.13	6.34	5.99	6.02	6.21	6.15			
	Mn	0.02		0.03	0.02					
	Mg	0.69	0.76	0.77	0.58	0.75	0.87			
	Ca	1.05	1.06	1.22	1.16	0.95	1.04			
	Na	0.01		0.50	0.54	0.41	0.64			
	K	0.87	1.00	0.95	0.92	0.91	0.97			
	Ba	0.01	0.08	0.15		0.08	0.08			
	Sr	0.17	0.28			0.27	0.12			
	∑вн.к.	2.05	3.10	3.59	3.22	3.42	3.62			

лярий визуально составляют 5–30 % по объему от всей породы (рис. 1, А). Диаметр радиолярий изменяется в пределах 0.10–0.17 мм, а высота составляет 0.2–0.3 мм. Помимо цеолита, радиолярии местами выполнены дисульфидом железа. Характерные кубические, пентагондодекаэдрические и фрамбоидальные его формы позволяют отнести минерал к пириту. Пирит замещает только стенки панцирей радиолярий, в то время как цеолиты, как видно на рис. 1 В, выполняют всю полость панциря. В центральных частях полостей многих радиолярий остались поры, на стенках которых наблюдаются наиболее крупные и правильной формы кристаллы цеолитов. Сохранность ажурной структуры радиолярий, замещенных пиритом (рис. 1, Д), указывает на очень ранний диагенетический процесс.

Цеолитообразование проходило позднее сульфидизации, когда скелет раковин уже растворился. Повидимому, в раннем диагенезе в восстановительной кислой или нейтральной среде в результате разложения ОВ шли процессы сульфат-редукции с образованием дисульфидов железа, в том числе, в некоторой части осадка, проходила псевдоморфная сульфидизация стенок радиолярий.

Позднее установилась более щелочная среда, при которой произошло растворение опаловых стенок панцирей радиолярий. Вслед за этим или одновременно происходило выполнение образовавшихся пустот цеолитом. Кремнезем панцирей радиолярий входил в состав цеолита. Источником алюминия, калия, магния, возможно, были измененные окружающие глинистые минералы. Источником кальция служил известковый материал.

Впервые цеолиты (клиноптилолит) в верхнеюрских породах северной части Русской плиты были определены в обломочной части кварц-глауконитовых песчаных алевролитов разреза Койгородок Сысольского сланценосного района [10]. Они были встречены в виде примеси в обломках биогенных силицитов (спонголитов и радиоляритов) кварц-халцедонового состава, достигающих 10 % от кластогенной части. О цеолитах в верхнеюрских сланценосных породах Волжского бассейна сообщалось в работах [1, 2, 9, 11]. В некоторых из указанных работ назывался минерал гейландит, связанный с вулканическими процессами [1], в других – клиноптилолит [2, 9, 11], к вулканам никакого отношения не имеющих [11]¹. Было установлено, что цеолитообразование тесно ассоциирует с остатками организмов кокколитофорид [1] или радиолярий [11]. Более подробная информация о цеолитах имеется в автореферате Щепетовой Е.В. [11].

В верхней части сланценосной толщи обнажения Городище и Кашпир Среднем Поволжья ею выделены глины с иллит-каолинит-сметкитовой с примесью клиноптилолита и иллит-клиноптилолит-сметкитовой минеральными ассоциациями. Она выявила связь данных минеральных ассоциаций с остатками радиолярий и сделала вывод об основной

роли аутигенного минералообразования в их происхождении, как можно понять из текста, без признаков пирокластики.

Цеолиты из группы гейландита в верхнеюрских сланценосных породах Волжско-Печорской провинции широко распространены, но изучены слабо. Специальных исследований цеолитов не проводилось и в настоящее время корректнее называть их гейландит-клиноптилолитом.

На основании распространения цеолитов по всему сланценосному разрезу, закономерной их связи с остатками организмов опалового состава и отсутствия следов пирокластики в изученных отложениях, мы склоны считать образование цеолитов аутигенным – без участия вулканогенного материала.

Таким образом, нами впервые в верхнеюрских отложениях севера Русской плиты установлены аутигенные цеолиты. На основании рентгеноструктурного и микронзондового анализов цеолиты диагностированы как гейландит-клиноптилолит. Было выявлено их стратиграфическое распространение в интервале средневолжского подъяруса в разрезах Чим-Лоптюгского месторождения горючих сланцев. Выяснена природа «вкраплений» (до 30–35% от всей породы) в одном из стратиграфических реперов Яренгского сланценосного района – это остатки башенковидной формы радиолярий, выполненных цеолитом.

Авторы благодарны Я. Э. Юдовичу за замечания и редактирование текста, П. П. Юханову – за полезное обсуждение материалов.

Литература

1. Букина Т.Ф., Яночкина З.Ф. Событийные корреляционные уровни верхнеюрских сланценосных отложений Волжского бассейна // *Материалы совещания «Юрская система России: проблемы стратиграфии и палеогеография»* (Москва, 21–22 ноября 2005 г.). М.: ГИН РАН, 2005. С. 23 – 25.
2. Гаврилов Ю.О., Щепетова Е.В., Рогов М.А., Щербинина Е.А. Седиментология, геохимия и биота волжских углеродистых отложений северной части Среднерусского моря (Костромская область) // *Литол. и полез. ископаемые*. 2008. № 4. С. 354–379.
3. Горючие сланцы Европейского севера СССР. / Л.Ф. Васильева, В.А. Дедеев, Л.А. Дурягина и др., Сыктывкар: Коми научный центр УрО РАН, 1989. 152 с.
4. Кетрис М. П., Юдович Я. Э. Литохимия цеолитов // *Уральский геологический журнал*, 2008. № 4 (64). С. 31–46.
5. Льюров С. В. Юрские отложения севера Русской плиты. Екатеринбург: УрО РАН, 1996. 133 с.
6. Пеков И. В., Ловская Е. В., Турчкова А. Г., Чуканов Н. В. Цеолиты щелочных массивов. М.: Ассоциация ЭкоСт, 2004. 168 с.
7. Салдин В. А., Симакова Ю. С., Бурцев И. Н. Глинистые минералы верхнеюрских пород Чим-Лоптюгского месторождения горючих сланцев (Вычегодс-

¹ Однако клиноптилолит в океанских отложениях мела–эоцена имеет самое прямое отношение к вулканам, так как формируется по субстрату либо кислого вулканического стекла, либо основного – но при наличии избытка в осадке биогенного кремнезема (см. Юдович Я.Э., Кетрис М.П. Минеральные индикаторы литогенеза. Сыктывкар: Геопринт, 2008. С. 122).
Примечание редактора

кий сланценосный район) // Минеральные индикаторы литогенеза: Матер. Рос. совещ. с междунар. участием (Сыктывкар: 14–17 марта 2011). Сыктывкар: Геопринт, 2011. С. 196–198.

8. Чирва С. А., Месежников М. С., Яковлева С. П. Верхнеюрские отложения Сысольского и Яренгского сланценосных районов Русской платформы // Известия АН СССР, сер. геол. 1988. № 4. С. 38–50.

9. Шимкявичус П. И. Литология и глинистые минералы верхнеюрских отложений центральной части Восточно-Европейской платформы // Юрские

отложения Русской платформы (Сб. научных тр.) Л.: ВНИГРИ, 1986. С. 180–192.

10. Щенетова Е. В. Седиментология волжских сланценосных отложений (верхняя юра, зона panderi) северной части Русской плиты // Бюл. МОИП. Отд. геол. 2009. Т. 84, Вып. 4. С. 74–89.

11. Щенетова Е. В. Седиментология и геохимия углеродистых толщ верхней юры и нижнего мела Русской плиты // Автореф. дис. на соиск. уч. степени. канд. геол.-мин. наук. Москва: ГИН РАН, 2011. 27 с.

ВЛИЯНИЕ ВУЛКАНИЧЕСКОЙ ДЕЯТЕЛЬНОСТИ НА СЕДИМЕНТОГЕНЕЗ В ПРИПЯТСКОМ БАССЕЙНЕ ЗРЕЛОЙ ФАЗЫ РИФТОГЕНЕЗА (БЕЛАРУСЬ)

С. М. Обровец

Белорусский научно-исследовательский геологоразведочный институт, Минск

abravets@igig.org.by

В Припятском прогибе главная фаза рифтогенеза началась немного позднее, чем в Днепровском прогибе – в евлановско-ливенское время позднего франа, а завершилась в обоих прогибах примерно одновременно на рубеже девонского и каменноугольного периодов [1]. Активная вулканическая деятельность в пределах Припятского грабена происходила в самом конце позднефранского и в фаменское время (зрелая фаза рифтинга) и соответствовала пику развития высокоамплитудных краевых и внутренних антиклитических разломов Припятского прогиба. Согласно данным В. П. Корзуна [2], в верхнедевонском осадочном чехле Припятского прогиба присутствуют три вулканогенные толщи (щелочно-основная и щелочно-базальтоидная формации) и сопряженные с ними по времени формирования отложения нижнесоленосной (франской), межсолевой и верхнесоленосной (фаменской) осадочных формаций. Вулканогенные толщи представлены эксплозивной, эффузивной, субвулканической и жерловой фациями. Слои пелловых глин, свидетели наземного вулканизма, обнаружены в разрезах среднефаменских (соленосных) [4] отложений, где установлено около 12 прослоев вулканокластических пород, которые представлены туфами, тефроидами, туффитами, туфогенными алевролитами [7]. Наиболее распространены пелитовые и алевропелитовые витрокластические разности сложного состава; эти породы сильно глинизованы, но в них сохранились четкие реликтовые структуры. Глинистая составляющая сложена лейкофиллитом, в парагенезисе с которым в соленосных отложениях обнаружен Mg-корренсит. Вулканиды относятся к слабо насыщенным, реже – к ненасыщенным кремнеземом, богатым щелочами. Состав измененных глинизированных пород не имеет полного соответствия с вулканидами северо-востока

Припятского прогиба и северо-запада Днепровско-Донецкой впадины [7].

В разрезе нижнефаменских отложений (межсолевой формации) центральной и южной частей Припятского прогиба выявлены две зоны распространения вулканогенного материала. Отложения **нижней зоны** представлены туфами темно-серыми с зеленоватым оттенком, анальцимизированными, карбонатно-глинистыми, пелитовыми, реже – кристаллокластическими, массивными, с реликтовопелловой и сгустковой структурами [8]. Туфы содержат 25–65 % анальцима. Глинистая составляющая (17–45 мас. %) сложена монтмориллонит-гидрослюдистыми агрегатами, хлоритом и шамозитом. **Верхняя зона** представлена туффитами псаммитовыми, кварцево-полевошпатовыми кристаллокластическими, на глинисто-карбонатном цементе базального и порово-базального типа. Содержание мелкозернистого анальцима в таких породах не превышает 10 %. Особенности пространственного распределения туфов и туффитов, тяготеющих к территории Наровлянского литрического разлома, и состав пирокластического материала позволили предположить о кратковременном проявлении вулканизма в зоне Наровлянского разлома и его эксплозивном характере [3].

Микроскопическое изучение нижнефаменских отложений (межсолевой комплекс) показало, что так называемые карбонатно-глинистые породы имеют тонкослоистые текстуры и содержат значительное количество остатков радиолярий [6].

Присутствие радиолярий в разрезе нижнефаменских отложений на территории прогиба отмечено повсеместно; содержание их в породе изменяется от первых процентов до 50–60 %. Больше всего скважин, в разрезах которых встречены ра-

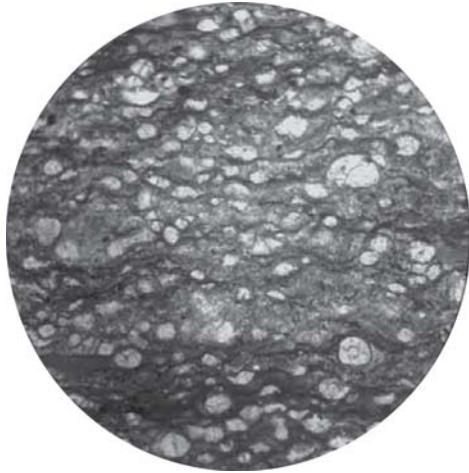


Рис. 1. Фотография шлифа микролитофации радиоларита, глубина 2697–2705 м

диолярии – в центральной части Припятского прогиба на пересечении субширотных и субмеридиональных разломов.

Важнейшими критериями выделения **пород доманикового типа** являются: высокое содержания сапропелевого $C_{орг}$, наличие кремнезема (в виде тонкокристаллического кварца), остатков радиоларий, наличие слоистых текстур пород, пониженное содержание терригенного материала. Были исследованы породы доманикового типа [5], отличающиеся сложным минеральным составом: органо-глинисто-кремнисто-карбонатные, органо-кремнисто-глинисто-карбонатные и органо-глинисто-карбонатно-кремнистые. По содержанию $C_{орг}$ сапропелевого типа (%) в Припятском прогибе присутствуют: субдоманикоиды (0.1–0.5), доманикоиды (0.5–5.0), доманикиты (5.0–25).

Слои пепловых глин – свидетели наземного вулканизма – обнаружены в верхне и среднефаменских отложениях, но в этих отложениях не встречены остатки радиоларий. Не были найдены остатки радиоларий в верхнефранских отложениях. Отсутствие радиоларий в отложениях Припятского прогиба, синхронно которым происходила наземная вулканическая деятельность, может свидетельствовать, что наземный вулканизм не единственный и не главный фактор влияния на жизнедеятельность радиоларий. Поскольку радиоларии строят свой скелет из кремнезема, то наиболее подходящим механизмом, которым можно объяснить расцвет радиоларий в бассейне, может быть подъем глубинных высококремнистых гидротерм по многочисленным разломам.

По-видимому, присутствие радиоларий в раннефаменском бассейне было обусловлено активной тектонической жизнью Припятского рифта, порождавшей гидротермы. В Припятском палеобассейне осадки глинисто-кремнисто-карбонатного состава, содержащие радиоларии, отлагались в наиболее глубоких частях бассейнов (ложбинах в палеорельефе), в приразломных палеодепрессиях, на склонах моноклиналей; в областях, удаленных от зон развития водородослевого карбонатообразования (зон онколито-вых отмелей), незначительного поступления терригенного материала из области сноса.

В этих локальных ложбинах осадки формировались в условиях дефицита обломочного материала, ниже уровня окисления и базиса волновой деятельности, в эвксинных условиях, о чем, возможно, свидетельствует присутствие в отложениях Центральной части Припятского прогиба фрамбоидов пирита, низкие скорости седиментации из-за ограниченного поступления аллотерригенного материала (голодаю-

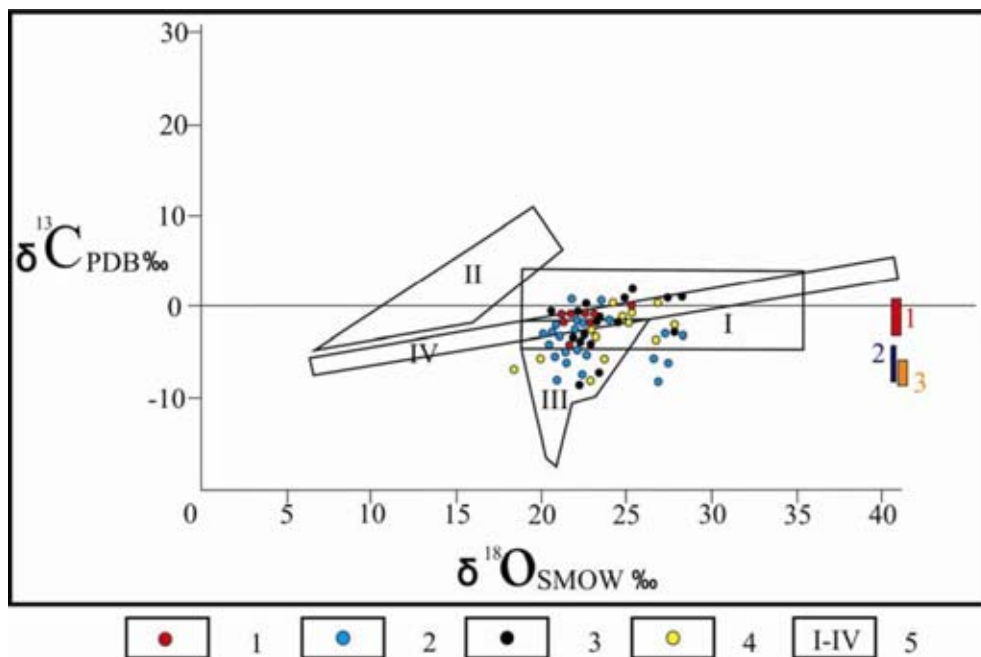


Рис. 2. Положение кальцитов из отложений межсолового комплекса на диаграмме $\delta^{13}C_{карб}‰ - \delta^{18}O_{карб}‰$.

1–4 пробы из скважин: 1 – Зальинская 1; 2 – Западно-Бобровицкая 4; 3 – Северо-Комаровицкая 11; 4 – Савичская 10; 5 – поля различных обстановок образования карбонатных минералов [9, 10] I – известняки и мраморы; II – палеопротерозойские известняки; III – гидротермальные кальциты; IV – гидротермальные кальциты срединно-океанических хребтов; 1–3 – интервалы значений изотопного состава углерода из морского (1), мантийного (2) и атмосферного (3) источников

ший суббассейн), а так же отношение Мо/Мп в исследуемых породах [9].

На возвышенностях палеорельефа формировались водорослевые образования, которые временно подвергались размыву в субэвральных обстановках. Придонные воды, стекавшие с приподнятых участков в более погруженные, были более насыщены солями. Они смешивались с глубинными насыщенными кремнеземом флюидами и имели большую плотность, что затрудняло свободный водообмен. Это приводило к нехватке кислорода, а выпадение разлагающегося планктона — к образованию застойной восстановительной среды. В таких ложбинах Припятского бассейна сформировались прослой и слои небольшой мощности (3 мм—7 см) карбонатных и доманикового типа пород с различным содержанием радиолярий вплоть до радиоляритов.

Осадочные породы доманикового типа содержат богатый комплекс микрокомпонентов. Содержание ванадия изменяется от 10 до 130 г/т. Содержание урана изменяются от 0.51 до 2.11 г/т, чаще в интервале 1—2 г/т. Содержание никеля в породах межсолевого комплекса изменяется от 10 до 110 г/т, меди — от 7 до 150 г/т. Кобальт присутствует в большинстве проб в содержаниях от 5 до 30 г/т. Концентрация бария варьирует от 200 до 900 г/т. Содержание цинка в единичных пробах достигает 900 г/т, а молибден в большинстве образцов не обнаружен.

Изотопный состав карбонатных углерода и кислорода в кальцитах исследуемых образцов пород доманикового типа и известняков раннефаменского возраста [10, 11] показан на рис. 2. Фигуративные точки легли преимущественно в поле III, которое авторами диаграммы выделено как поле гидротермального кальцита.

Образование радиолярий и кремнистых пород доманикового типа, изотопный состав углерода и кислорода кальцита, повышенные содержания микрокомпонентов в породах доманикового типа, позволяют предположить, что при формировании этих отложений вероятен процесс подъема глубинных высококремнистых флюидов в виде гидротерм в рифтовом палеобассейне. Присутствие в фаменских отложениях Припятского прогиба слоев и прослоев вулканокластических пород, анальцимизированных туфов, глин с реликтовой пепловой текстурой свидетельствует о существенном влиянии вулканической деятельности эксплозивного характера на процесс седиментогенеза в рифтовом морском бассейне Припятского бассейна.

Литература

1. Айзберг Р.Е., Старчик Т.А. Стадийность проявления рифтогенеза в Припятском и Днепровском прогибах // Тектоника и геодинамика континентальной литосферы. Т. 1. М. 2003. С. 6—9.
2. Корзун В.П. Взаимоотношения и корреляция вулканогенных и нормально—осадочных пород Припятской впадины // Литология, геохимия и перспективы на полезные ископаемые глубинных зон Белоруссии. Мн.: Наука и техника. 1975. С. 178—189.
3. Корзун В.П., Ажгиревич Л.Ф., Вольская Л.С. Распределение и источник пирокластического материала в задонских отложениях девона Припятского прогиба // Докл. АН БССР. 1989. Т. 33, № 6. С. 549—552.
4. Обровец С.М. Литология терригенных, карбонатных и сульфатных отложений верхнефаменской соленосной формации Припятского прогиба // Автореф. канд. дис. Мн.: ИГиГ. 1983. 23 с.
5. Обровец С.М., Яшин И.А. Литология отложений доманикового типа раннефаменского возраста Припятского прогиба (Беларусь) // Междунар. научно-практическая конф. «Зоны концентрации углеводородов в нефтегазоносных бассейнах суши и акваторий» — СПб, 2010. С. 370—379
6. Обровец С.М., Яшин И.А. Особенности формирования и распространения девонских отложений с остатками радиолярий в Припятском прогибе // Литосфера, №1(34). 2011. С. 82—93.
7. Петрова Н.С., Шабловская Р.К. Новые данные о распространении вулканокристаллических пород в отложениях верхнефаменской калиеносной субформации Припятского прогиба // Докл. АН БССР. Т.30. № 5. 1986. С. 464—467.
8. Тюменцев В.Л. Анальцим в межсолевых отложениях южной и центральной частей Припятского прогиба, в связи с нефтепоисковыми работами // Докл. АН БССР, 1981, т.25, № 11. С. 1013—1017.
9. Холодов В.Н., Недумов Р.И. К вопросу о геохимических критериях сероводородного заражения вод древних водоемов // Изв. АН СССР. 1991. № 12. С. 74—82..
10. Hudson J.D. Stable isotopes and limestone lithification // J. Geol. Soc. Lond. 1977. V. 133. P. 637—660.
11. Baker A.J., Fallick A.E. Evidence from Lewisian limestones for isotopically heavy carbonic two—thousand—million—year—old sea water // Nature. 1989. V. 337. P. 352—354.

О ПРИРОДЕ ТОНШТЕЙНОВ АЗЕЙСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ ИРКУТСКОГО УГОЛЬНОГО БАССЕЙНА

С. И. Арбузов, С. С. Ильенок, А. В. Волостнов, В. И. Рыбалко, А. Ф. Судыко

Национальный исследовательский Томский политехнический университет, Томск

siarbuзов@mail.ru

Тонштейны широко используются геологами для корреляции угольных пластов в пределах угольных месторождений и бассейнов, для характеристики роли вулканизма в формировании угленосных отложений, оценки периодичности и состава вулканических извержений и для решения других задач [1, 6, 16, 18, 19]. Они выявлены и охарактеризованы во многих угольных бассейнах мира.

В Иркутском угольном бассейне тонштейны впервые были отмечены почти полвека назад [17], но детально состав и условия их формирования в то время не изучались. В дальнейшем минеральный состав этих тонштейнов был подробно описан в работе Л. А. Адмакина [2]. Основываясь на минеральном составе и особенностях структуры тонштейнов, он пришел к выводу о терригенной природе этих образований. В качестве исходного материала для их формирования в Азейском и Черногорском месторождениях рассматриваются раннемезозойские коры выветривания, широко распространенные в обрамлении Иркутского бассейна [6]. Склоняясь к терригенной природе изученных глинистых прослоев, Л. А. Адмакин не исключает наличия в бассейне тонштейнов, образовавшихся и за счет вулканогенного материала [2].

В настоящей работе приведены новые данные минералого-геохимических исследований тонштейнов Азейского месторождения Иркутского бассейна, способные пролить свет на происхождении этих специфических образований.

Изучено три тонштейна в составе пласта «Второй» Азейского месторождения, разрабатываемого одноименным угольным разрезом. Их мощность колеблется от 1 до 5 сантиметров. На дневной поверхности прослои тонштейнов имеют характерный белесый цвет, что позволяет легко их распознавать. Они прослежены во вскрытой части пласта «Второй» угольного разреза «Азейский» на расстоянии более 4 км.

Состав прослоев преимущественно каолинитовый с незначительной примесью алевроитового материала (не более 5 %), представленного в основном аллотигенным кварцем. Зерна кварца неправильной формы, но преимущественно субизометричные не окатанные. В каолинитовой матрице по трещинам вдоль и поперек напластования отлагается халцедоновидный криптокристаллический кварц. Встречены также мелкие линзовидные его включения. Полевой шпат полностью замещен каолинитом, однако в ряде случаев сохранились реликтовые структуры, позволяющие распознать наличие в исходной матрице полевых шпатов. Помимо этого в породе установлены мелкие чешуйки измененного до гидрослюдь биотита. При детальных электронно-микроскопических исследованиях в тонштейнах установлены хорошо ограненные кристаллы циркона, самородного кремния. Такой характер минеральных выделений указывает на шадящий режим транспортировки вещества и исключает перенос его

водными потоками [10]. В то же время, наличие реликтовых структур указывает на привнос, отложение и преобразование исходного материала тонштейнов, а не на образование каолинита на месте из коллоидных растворов в торфянике.

До сих пор неясен состав исходного материала тонштейнов. Предположение об образовании тонштейнов из переотложенной коры выветривания представляется маловероятным. Основан такой вывод на специфической геохимической характеристике тонштейнов месторождения. Геохимические особенности тонштейнов указывают на кислый (гранитоидный) или щелочной (щелочно-гранитоидный) состав исходного материала. Они существенно обогащены U, Th, Ta, Sn и РЗЭ. Угли в контакте с прослоями аномально обогащены этими же элементами. Содержание лантаноидов в золе угля здесь достигает 0.1–0.2 %, тория – 360 г/т, урана – 130 г/т, тантала – 20 г/т. Значительное обогащение угля на контакте с каолинистыми прослоями литофильными редкими элементами-примесями указывает на нереализованный ресурсный потенциал исходного материала тонштейнов и предполагает первоначальное накопление в них не переработанного экзогенными процессами вещества коры выветривания, а первичного эндогенного материала (кислой пирокластики).

Исследование древних и современных кор выветривания показывает, что остаточные продукты несколько обогащаются РЗЭ, но при этом зоны профилей выветривания, обогащенные аутигенными глинистыми минералами, характеризуются пониженным содержанием РЗЭ по сравнению с породами субстрата и элювиальной зоны [3]. Поэтому переотложенная каолиновая кора выветривания обеднена литофильными редкими металлами по сравнению с исходным субстратом. Это дает основание предполагать, что до-мезозойские и раннемезозойские коры выветривания в обрамлении Азейского месторождения не могли служить источником аномальных концентраций РЗЭ, Th, Hf и Ta в тонштейнах. Эти коры выветривания развиты по терригенно-карбонатным осадочным породам ордовикского возраста и по триасовым траппам Сибирской платформы, характеризующимся низкими содержаниями лантаноидов и других литофильных редких металлов. Только для Sc и Co породы субстрата кор выветривания могли бы рассматриваться в качестве источника для создания геохимических аномалий в Азейских углях. Как известно, базиты в целом обогащены скандием на фоне других типов пород, но обеднены литофильными редкими металлами, в том числе лантаноидами [7, 12]. Тонштейны же Азейского месторождения отличаются повышенными содержаниями литофильных редких металлов. Одновременно они бедны скандием и кобальтом. В качестве материнских пород для формирования кор выветривания, обогащенных лантаноидами, U, Th, Ta и Sn могли бы рас-

смагиваться высокорadioактивные гранитоиды, распространённые в Протерозое и на Енисейском кряже [5]. Однако Азейское месторождение расположено на максимальном удалении от Западного обрамления угольного бассейна и примыкает непосредственно к восточному обрамлению, сложенному траппами Сибирской платформы триасового возраста и ордовикскими терригенно-карбонатными отложениями чехла платформы. Влияние этой области питания хорошо иллюстрируется снижением с востока на запад содержания в золе угля скандия и кобальта — типоморфных для базальтоидов элементов-примесей. Для лантаноидов, U, Th и других литофильных редких металлов таких пространственных закономерностей не просматривается. Локальные аномалии этих элементов приурочены к тонштейнам, или, в редких случаях, к прикровельным участкам пластов. Этот факт указывает на иной, нежели доюрские коры выветривания, источник материала для формирования тонштейнов. Таким источником мог бы быть вулканогенный материал кислого или щелочного состава. На возможный кислый состав исходной пирокластики указывает не только специфический состав элементов-примесей, но и весьма низкий титановый модуль. Величина титанового модуля в разных тонштейнах колеблется от 0.0092 до 0.015, что, по мнению Я. Э. Юдовича, указывает на риолитовый состав исходного материала [19].

Туфы и туффиты липаритового состава установлены в отложениях черемховской и кудинской свит на юге бассейна в Прииркутской впадине [11, 14]. Детально редкометалльный состав их не изучался, но известно, что они обогащены U, Th и Sn и близки по возрасту к тонштейнам Азейского месторождения. Они могли стать источником повышенных содержаний литофильных редких металлов в тонштейнах и в контактирующих с ними углях. Интенсивное преобразование пирокластики в агрессивной среде торфяника привело к миграции RЗЭ, U, Th, Ta, Sn и других элементов и обогащению ими близлежащих горизонтов торфа. Восстановительная обстановка благоприятствовала образованию аутигенных минералов и в самом тонштейне. В частности, в составе тонштейнов выявлены сферические образования уранинита размером 1–2 мкм. В спектре этих минеральных фаз в центре сферических образований установлено наличие серы, что позволяет предполагать модель восстановления урана на сероводородных пузырьках по механизму, описанному в работе [13]. Проникновение сероводородных пузырьков в пепловые горизонты происходило еще до полного их преобразования в каолинитовые тонштейны, когда горизонты были еще достаточно проницаемы для газов. Этим объясняется достаточно высокое содержание U в тонштейнах. В других случаях уран более интенсивно выносится, чем Th, отношение Th/U обычно существенно повышается и ореол распространения U в околтонштейновом пространстве обычно значительно шире, чем ореол Th [4].

Другая геохимическая особенность тонштейнов, указывающая на возможную роль пирокластики в их формировании, — это наличие повышенных содержаний ртути и сурьмы как в самих тонштейнах, так и в углях пласта. Содержание ртути в отдельных тонштейнах достигает 0.84 г/т, в угле — 1.2 г/т, концентрация

сурьмы в золе угля достигает 64 г/т. Кроме того, отдельные тонштейны аномальны по содержанию меди (более 0.03 %). Исследования состава конденсатов и магматических газов, свежевыпавшего пепла, лавы, атмосферных осадков и аэрозолей вблизи газовых выходов и под шлейфом газо-пепловой тучи при извержении вулкана Толбачик на Камчатке в 1976 году показали, что летучие элементы (As, Sb, Hg, Cu и др.) обогащают атмосферу в районе извержений, характеризуются существенной связью с парогазовой фазой и концентрируются на поверхности субмикронных частиц пепла, способных достигать стратосферных слоев и влиять на глобальное поступление элементов на поверхность Земли [15]. Этот механизм может объяснять повышенное содержание ртути, сурьмы и меди в некоторых тонштейнах Азейского месторождения. В последнем случае природа аномалий этих металлов не является прямым доказательством наличия пирокластики и может быть связана и с другими источниками. В районе известно Горхонское гидротермальное месторождение ртути, а в обрамлении в рифейских платформенных терригенных отложениях выявлены многочисленные проявления медной минерализации — медистые песчаники и алевролиты [8].

Таким образом, проведенные исследования свидетельствуют о более вероятной вулканогенной природе первичного вещества тонштейнов Азейского месторождения Иркутского бассейна. Весь комплекс полученной геолого-геохимической информации указывает на образование тонштейнов из кислого (риолитового) вулканогенного материала в результате его преобразования в агрессивной среде торфяного болота.

Литература

1. *Адмакин Л.А.* Тонштейны — геохронометры древних эруптивных циклов // Докл. АН СССР, 1991. Т. 320. № 5. С. 1194–1197.
2. *Адмакин Л.А., Портнов А.Г.* Тонштейны Иркутского бассейна // Литол. и полез. ископаемые, 1987. № 3. С. 88–98.
3. *Алфимова Н.А., Фелицын С.Б., Матреничев В.А.* Подвижность Се в экзогенных обстановках Балтийского щита 2.8–2.1 млрд. лет назад: данные по корам выветривания и осадочным карбонатам // Литол. и полез. ископаемые, 2011. № 5. С. 451–463.
4. *Арбузов С.И., Еришов В.В.* Геохимия редких элементов в углях Сибири. Томск: Изд. дом «Д-Принт», 2007. 468 с.
5. *Арбузов С.И., Левицкий В.М.* Сравнительная радиогеохимическая характеристика гранитоидов саянского и таракского комплексов юго-западного обрамления Сибирской платформы // Радиоактивность и радиоактивные элементы в среде обитания человека. Томск: ТПУ, 1996. С. 86–89.
6. *Бессолицын Е.П., Файнштейн Г.Х.* Некоторые данные о корях выветривания юга Сибирской платформы в границах Иркутской области // Кора выветривания. Вып. 6: Региональное развитие кор выветривания в СССР. М.: АН СССР, 1963. С. 226–230.
7. *Григорьев Н.А.* Среднее содержание химических элементов в горных породах, слагающих верхнюю часть континентальной коры // Геохимия, 2003. № 7. С. 785–792.

8. Домаренко В.А., Арбузов С.И. О меденосности рифейских отложений юга Енисейского кряжа // Рациональное использование природных ресурсов Сибири. Материалы региональной конференции. Томск, 1989. С. 132.

9. Зарицкий П.В. Минеральные включения и прослой (тонштейны) в угольных пластах, методы их изучения и использование при геологоразведочных работах // Проблемы глубинной геологии Донецкого бассейна. Киев: Наукова Думка, 1976. С. 62–67.

10. Зарицкий П.В. Типоморфизм цирконов тонштейнов Донбасса — ключ к решению проблемы их генезиса // Типоморфизм, синтез и использование циркона. Киев: Наукова Думка, 1989. С. 85–89.

11. Кизияров Г.П., Мешалкин С.М. Первая находка вулканических туфов в юре Иркутского угленосного бассейна // Геология и геофизика, 1978. №2. С. 138–141.

12. Копылова А.Г., Томшин М.Д. Геохимия траппов восточной части Тунгусской синеклизы // Отечественная геология, 2011. №5. С. 80–88.

13. Коченов А.В., Королев К.Г., Дубинчук В. Т., Медведев Ю.Л. Об условиях осаждения урана из водных растворов по экспериментальным данным // Геохимия, 1977. №11. С. 1711–1716.

14. Мешалкин С.М., Кизияров Г.П., Лосева Л.П. Вулканогенные и вулканогенно-осадочные породы Прииркутской впадины // Геология и геофизика, 1983. №3. С. 150.

15. Миклишанский А.З., Яковлев Ю.В., Меняйлов И.А. и др. О геохимической роли поступления элементов с летучей компонентой активного вулканизма // Геохимия, 1979. №11. С. 1652–1661.

16. Черновьянц М.Г. Тонштейны и их использование при изучении угленосных формаций. М.: Недра, 1992. 144 с.

17. Чекин С.С. Нижнемезозойская кора выветривания Иркутского амфитеатра. М.: Наука, 1973. 156 с.

18. Юдович Я.Э., Кетрис М.П. Минеральные индикаторы литогенеза. Сыктывкар: Геопринт, 2008. 504 с.

19. Юдович Я.Э., Кетрис М.П. Основы литохимии. СПб: Наука, 2000. 479 с.

МЕЖУГОЛЬНЫЕ ПРОСЛОИ (ТОНШТЕЙНЫ, KAOLIN-KOHLENTONSTEIN) — ПРОДУКТЫ ПРЕОБРАЗОВАНИЯ ВУЛКАНИЧЕСКОГО ПЕПЛА В ПРОЦЕССЕ УГЛЕФИКАЦИИ (НА ПРИМЕРЕ ДОНБАССА)

П. В. Зарицкий

Харьковский национальный университет, Харьков

mineralogia.khnu@gmail.com

В зарубежной и отечественной литературе достаточно внимания было уделено выявлению и изучению литологических маркирующих горизонтов в угольных бассейнах. Особый интерес вызывали тонкие (первые сантиметры) межугольные прослои (так называемые тонштейны), сложенные обычно каолинитом, реже монтмориллонитом, отличающиеся выдержанностью распространения на площади и постоянством основных признаков по сравнению с литолого-фациальной изменчивостью вмещающих угли пород и минеральных прослоев иного типа в угольных пластах.

Одним из первых в стране нами было начато изучение уникальных межугольных минеральных прослоев (тонштейнов) Донбасса и Силезских бассейнов Польши с целью использования их для решения научных и практических проблем угольной геологии и литологии [1–4]. Особое значение наблюдения над тонштейнами имели при межбассейновой корреляции карбона Донбасса с угольными бассейнами Западной Европы. По нашей инициативе на VIII Международном Конгрессе по стратиграфии и геологии карбона в 1975 г. в Москве [11] и поддержанной делегатами из Чехословакии и ФРГ, был проведен Первый (и пока единственный) Международный Коллоквиум по проблеме тонштейнов (Чехословакия, г. Острава, 1977) [5, 12, 13]. На заседаниях коллоквиума мы представили три

доклада: «Тонштейны Донецкого бассейна», «Критическая оценка одной гипотезы о генезисе тонштейнов», «Тяжелые минералы тонштейнов Донбасса», в которых был дан обзор состояния проблемы угольных тонштейнов в мире и намечены основные направления их изучения на будущее.

Об итогах работы Коллоквиума нам, как инициатору и сопредседателю Оргкомитета от СССР, было поручено доложить на очередном IX Международном Конгрессе по стратиграфии и геологии карбона в США в 1979 г. [13]. Кроме того, результаты своих многолетних исследований тонштейнов докладывались нами еще на четырех Международных конгрессах (Великобритания, 1967; ФРГ, 1971; Москва, 1975; Испания, 1983 — три доклада).

Начиная с 1960-х гг. [1–3], нами проводилась систематическая работа по изучению распространения и условий залегания тонштейнов Донецкого бассейна, их химико-минерального состава (кристалооптический, химическим, спектрографическим, радиометрическим и микрорентгеноспектрометрическим методами), структурно-текстурных особенностей и других признаков с целью не только подойти к решению во многом спорных вопросов генезиса тонштейнов, но и для выяснения возможности использования их для стратиграфического расчленения и корреляции угле-

носных толщ и синонимии угольных пластов. Некоторые выводы и практические рекомендации были опубликованы нами более чем в полусотне работ [например, 1–8, 10–15] в нашей стране и за рубежом.

Отметим (по опыту работы в Донецком бассейне) важнейшие наблюдаемые макроскопически особенности тонштейнов, совокупность которых с учетом возможных в известных пределах изменений может быть использована прежде всего для их диагностики и отличия от других межугольных прослоев, а также для идентификации заключающих их пластов угля и корреляции угленосных отложений: **мощность, цвет, структура и текстура, низкая твердость (чертятся ногтем), четкий контакт с углем, положение в разрезе пласта угля, наличие включений конкреционного типа (FeS_2) и др., позволяющих уже в полевой обстановке распознавать их и различать от таковых в других угольных пластах.**

Использование тонштейнов для синонимии угольных пластов и корреляции угленосных отложений, разумеется, дает максимальный эффект при их комплексном изучении как полевом, так и лабораторном.

Специальные **систематические исследования акцессорных минералов** в тонштейнах, за редким исключением, не проводились. Более того, редкая констатация их в шлифах или аншлифах позволяла некоторым авторам обосновывать подчас исключающие друг друга точки зрения о генезисе тонштейнов.

Такая работа по Донецкому бассейну была проведена нами впервые. Для изучения акцессорных минералов по шахтным выработкам (угольным забоям, лавам, штрекам) с надежной стратиграфической привязкой было отобрано более ста образцов тонштейнов из 11 угольных пластов различных районов бассейна: $g_2, h_{11}, k_3^a, k_3^1, k_5^2, k_8^i, l_1, l_3, l_8^1, m_3, m_5$. В ряде случаев для относительно более мощных тонштейнов (5–10 см), или при заметном различии их частей по цвету, текстуре или структуре, содержание акцессорных минералов изучалось раздельно: верхняя и нижняя части прослоя (17 образцов), верхняя, средняя и нижняя части (3 образца).

Основную часть тяжелой фракции обычно составляют дисульфиды, реже карбонаты железа, но как минералы аутигенные, они не учитывались. По содержанию же акцессорных минералов тонштейны из разных угольных пластов оказались довольно близкими (сотые–десятые доли процента от массы породы).

Если дисульфиды и карбонаты железа обычно концентрируются в верхней части прослоев, то какой-либо закономерной тенденции в распределении акцессорных минералов между отдельными частями прослоев не наблюдается. Можно считать, что ни в процессе осаждения исходного материала, ни в самом осадке в условиях малоподвижных торфяно-болотных вод никакого заметного переотложения, гранулометрической или гравитационной сортировки осадков, по-видимому, не происходило.

Весьма характерно и то, что основная масса акцессорных минералов имеет алевритовую размерность (редко зерна превышают 0.1 мм). К последним относятся чешуйки биотита, зерна корунда, реже апатита или циркона. По образцам отдельных прослоев, отобранных на значительной площади их развития в западных, центральных и восточных районах бассейна,

не отмечаются какие-либо различия в размерности одних и тех же минералов. Следовательно, нельзя говорить о механической дифференциации исходного материала тонштейнов и в процессе его переноса к месту отложения, как нельзя устанавливать какие-либо вероятные направления поступления исходного материала к местам седиментации.

Полученные данные о размерности акцессорных минералов, особенностях распространения их на площади развития и в разрезе прослоев позволяют исключить водные потоки как возможный агент переноса исходного материала тонштейнов. В то же время, эти особенности не противоречат представлениям о переносе его эоловым путем, о чем однозначно свидетельствует и малая мощность прослоев при исключительном площадном распространении их, выдержанности на многих тысячах квадратных километров.

Определенный идиоморфизм циркона и других акцессорных минералов тонштейнов может быть объяснен либо близостью области питания, либо еще более вероятно одноактностью переноса и отложения и шадящим характером эолового агента переноса пирокластического материала, преобразованного на месте отложения в каолинит (kaolin-kohlenstein) в кислой среде торфяника.

Среди акцессорных установлены и детально изучены следующие минералы: **циркон, апатит, турмалин, гранаты, рутил, корунд, анатаз**. В подчиненном количестве встречаются **ставролит и эпидот**. Другие минералы встречаются спорадически, иногда достигая заметных концентраций. Так, тонштейн из пласта угля k_3^a характеризуется повышенным содержанием **биотита** (32.3 %), в составе тонштейна из пласта k_3^1 восточных районов бассейна находятся анатаз (около 12 %) и корунд (13.3 %), хотя количество последнего обычно не превышает 1 % тяжелой фракции. Идиоморфизм анатаза (типичные дипирамидальные кристаллы и параллельные сростки двух–трех кристаллов), приуроченность его в основном к районам развития антрацитов, где породообразующий каолинит тонштейнов превращен в гидрослюда мусковитового (иногда парагонитового) типа (метатонштейны) [4], свидетельствуют о вторичном катагенетическом или метагенетическом его образовании.

Тонштейны отличаются от обычных терригенных угленосных пород карбона не только бедным набором и низким содержанием акцессорных минералов, но и тем, что они не совпадают с установленными для бассейна терригенно-минералогическими провинциями. [9]. Они как бы вторгаются, накладываются на эти провинции, «не считаясь» с их границами и размерами. Это обстоятельство лишней раз подчеркивает их специфический, уникальный характер как в отношении источника исходного (вулканогенного) материала, так и агента переноса и условий отложения.

Некоторое сходство состава акцессорных минералов тонштейнов из разных угольных пластов и бедный их набор заставляет обратить внимание на относительное количество их в тяжелой фракции. **Ведущими акцессориями являются апатит и циркон**. В большинстве изученных тонштейнов преобладающим является апатит (пласты угля $h_{11}, k_3^a, k_3^1, k_5^2, k_8^i, l_1, l_3, l_8^1, m_3$), тогда как в тонштейнах из пластов угля (k_3^a, m_5) — цир-

кон, что следует учитывать наряду с другими макроскопически наблюдаемыми чертами и особенностями при использовании тонштейнов как литологических маркирующих горизонтов и коррелятивных признаков для синонимии угольных пластов.

Отметим при этом, что если мощность, окраска, положение в разрезе угольного пласта и другие макроскопически наблюдаемые признаки их все же варьируют, и подчас даже на сравнительно небольших расстояниях, то специфические минералого-петрографические особенности их (в том числе и акцессорные минералы, и микроэлементы) характеризуются паразитическим постоянством и выдержанностью на больших площадях. Это позволяет не только легко отличать тонштейны от других межугольных породных прослоев, но и друг от друга. Закономерное изменение их состава на площади, обусловленное неодинаковым воздействием процессов метаморфизма в различных районах бассейна [4], также может быть установлено и учтено. Химический анализ позволяет выявить некоторые специфические особенности состава конкретных тонштейнов. Так, прослои из пластов угля l_8^1, m_5 отличаются минимальными содержаниями титана (соответственно: 0.35 % и 0.24 % TiO_2 при обычном его содержании в пределах 0.55–0.84 %).

Поскольку прекрасно выдержанные на площади тонштейны, обладающие к тому же рядом только им присущих черт и особенностей, развиты в относительно небольшом числе пластов угля в бассейне, сам факт их присутствия превращает заключающие их угольные пласты в опорные горизонты первостепенного значения. Сопоставление удаленных друг от друга разрезов угленосной толщи по двум-трем соседним по нормали тонштейнам еще более убедительно и надежно.

Пророческие слова Г. Сорби (1908): «Точное, детальное изучение конкреций подает надежду на получение интересных и неожиданных результатов» относились непосредственно к милым моему сердцу конкрециям, но, по нашему мнению, вполне применимы и к объекту нашей «второй любви» — угольным тонштейнам. Вот один пример такого неожиданного расширения сферы «использования» тонштейнов.

В порядке консультации сотрудников Ботанического института АН СССР в ряде работ мы обосновали значение изучения тонштейнов для объяснения причин бурного развития углеобразующих растений именно в каменноугольном периоде истории Земли. Выводы эти сводились к следующему: а) исходя из доказанной вулканогенной гипотезы происхождения искомого вещества тонштейнов, сам факт наличия их свидетельствует об активной вулканической деятельности в этот период, что способствовало обогащению атмосферы углекислотой, а это стимулировало интенсивный фотосинтез растений; б) повышенное содержание углекислоты в атмосфере через механизм парникового эффекта повышало температуру (потепление климата), что, в свою очередь, увеличивало биопродуктивность растений карбона; в) поступление вулканического пепла — свежего ювенильного материала со многими биофильными элементами (включая и микроэлементы) в почвы, болота, также способствовало минеральному питанию и усилению биопродуктивности каменноугольных растений.

Литература

1. Зарицкий П.В. Так называемые тонштейны в угольных пластах Донецкого бассейна и их генезис // Докл. АН СССР, 1967. Т. 177, № 2. С. 422–425.
2. Зарицкий П.В. К вопросу о радиоактивности межугольных каолиновых прослоев (так называемых тонштейнов) Донецкого бассейна // Третья геологическая конференция «Степановские чтения». Артемовск, 1969. С. 86–87.
3. Зарицкий П.В. К вопросу о распределении малых элементов в межугольных каолиновых прослоях (тонштейнах) Донбасса // Третья геологическая конференция «Степановские чтения». Артемовск, 1969. С. 87–88.
4. Зарицкий П.В. О гидрослюдизации каолиновых прослоев // Докл. АН СССР, 1973. Т. 210, № 2. С. 438–440.
5. Зарицкий П.В. Международный коллоквиум по проблеме угольных тонштейнов (г. Острава, Чехословакия, 30 мая–3 июня 1977 г.) // Литол. и полез. ископаемые. 1978, № 3. С. 142–143.
6. Зарицкий П.В. Акцессорные минералы межугольных каолиновых прослоев (тонштейнов) Донбасса // Докл. АН СССР, 1975. Т. 225, № 2. С. 419–421.
7. Зарицкий П.В. Тяжелые минералы межугольных прослоев (тонштейнов) Донбасса в связи с проблемой их генезиса // Минералог. сб. Львовск. ун-та, 1982. № 36, вып. 1. С. 64–68.
8. Зарицкий П.В. Значение изучения тонштейнов при решении общегеологических и специальных вопросов угольной геологии // Геология угольных месторождений. Межвуз. научно-темат. сб. Екатеринбург, 1993. Вып. 3. С. 38–49.
9. Логвиненко Н.В. Литология и палеогеография продуктивной толщи донецкого карбона. Харьков: Харьк. ун-т. 1953. 435 с.
10. Zaritsky P.V. Intercoal kaolinite layers (kaolinkohlentonssteins) of the Donets basin and their korrelative significans // Sixieme Congres Intern. De Stratigraphie et de Geologie du Carbonifere: Compte Rendu. 1971, Vol. 4. p. 1629–1637.
11. Zaritsky P.V. Intercoal kaolinite layers (kaolinkohlentonssteins) of the Donetz basin. VIII Intern. Congres on carboniferous stratigraphy and geology: Abstracts of papers. Moscow, 1975. P. 307–308.
12. Zaricki P.W. Pierwsze miedzynarodowe kollokwium na temat tonsztajnow weglowich // Przegląd Geol. 1978, № 1. S. 199–200.
13. Zaritsky P.V. First International Colloquium on coal tonsteins (official report) // Neuvieme Congres Intern. de Stratigraphie et de Geologie du Carbonifere. Washington and Champaign-Urbana, May 17–26 1979. Compte Rendu, 1984. Vol. 1. P. 81–82.
14. Zaritsky P.V. A review of the study of tonsteins in the Donets basin // Dixieme Congres Intern de Stratigraphie et de Geologie du Carbonifere. (Madrid, 12–17 Sept. 1983). Compte Rendu, 1985. Vol. 4. P. 235–241.
15. Zaritsky P.V. Accessory minerals in tonsteins of Donbas in connection with their genesis problem // XIIIth Confer. on clay Mineralogy and Petrology. (Prague, 29 aug.–2 sept. 1994). Abstracts. Praga. 1994. P. 132.

Вторичные карбонаты

НОВЫЕ ДАННЫЕ О ПРОЯВЛЕНИИ ВУЛКАНОГЕННЫХ ПРОЦЕССОВ
В ПЛИОЦЕН-ПЛЕЙСТОЦЕНЕ ДАГЕСТАНА

В. У. Мацапулин, С. И. Исаков, А. Р. Юсупов

Институт геологии Дагестанского научного центра РАН, Махачкала

isakov_156@mail.ru

В последнее время на территории Дагестана установлены проявления вулканических пеплов, которые мы связываем с местными вулканическими процессами позднекайнозойского времени. Это подтверждается находением тефры в тектонических полосах, а также ассоциации ее с явлениями, относимыми нами к вулканогенным. Коренные проявления вулканических пеплов эпигенетичны по отношению к вмещающим породам и сопровождаются: ожелезнением вмещающих пород, их глинизацией, окремнением, минерализацией волокнистым гипсом и карбонатизацией. Последняя представлена травертинами — карбонатными породами, тесно связанными с вулканическими пеплами.

На территории Дагестана к настоящему времени установлен и общепризнан юрский магматизм в горной части республики, где прослежены два диабазовых пояса: Казбековский и Кахетинский. Территория, расположенная севернее, считалась амагматической, хотя здесь и выделяли северный металлогенический пояс с ртутным оруденением. В южной части Дагестана были известны проявления вулканических пеплов [1, 2, 3, 8], но эти пеплы большинством исследователей считались перенесенными с соседних территорий — Северного Азербайджана, южного склона Главного Кавказского хребта. Однако некоторые исследователи считали возможным образование пеплов за счет местных вулканических процессов в позднечетвертичное время [3].

В 2006 году и в последующие годы [4–7, 9] установлены проявления пеплов в новых для Дагестана районах — в пределах структуры Дагестанского клина, которые имели признаки местного вулканизма. Одним из таких проявлений является пласт вулканических пеплов, установленный на юго-западной окраине г. Буйнакска. Этот пласт мощностью до 1–1.5 м залегает на поверхности древнечетвертичной террасы реки Эрпели-Озень на аллювиально-делювиальных суглинистых отложениях. Крупнообломочный материал представлен уплощенными карбонатными гальками, снесенных из верхнемеловых отложений Гимринского хребта. Флювиальные отложения залегают на подстилающих рассланцованных глинах (аргиллитах). Необычным является наличие единичных карбонатных «стяжений» и желваков в толще пеплов. Стяжения размером до 5–8 см имеют гладкую поверхность с отдельными пузырьчатыми наростами, в центральной их части отмечаются единичные трещины. Эти образования мы считаем возникшими в процессе остывания и дегазации «стяжений». «Стяжения» сложены светло-серым кальцитом, легко вскипающим с HCl. В подошве пласта пеплов «стяжения»

крупнее и более обильны, но внешне они аналогичны «стяжениям» из пласта. Важным отличием приподошвенных «стяжений» является своеобразная нижняя поверхность, контактирующая с подстилающими породами. Эта поверхность во всех образцах представлена пемзовидной коркой, которую мы считаем образованной при падении жидкой карбонатной массы на грунт. Из этого мы заключаем, что карбонатные стяжения отлагались совместно с вулканическим пеплом, и были жидким расплавом (карбонатная лава). Можно думать, что эти пеплы переносились на незначительные расстояния от вулканов: обломки массой 1.5–2.0 кг не могут переноситься на расстояния в десятки и сотни километров.

Под микроскопом эта карбонатная порода выглядит как пелитоморфный известняк, участками имеющий неправильную, жилообразную, извилистую, петьчатую и другие структуры, которые создаются раскристаллизованным материалом, занимающим примерно 40 % по площади шлифа. Остальные 35–40 % площади шлифов занимает вулканомиктовый материал, представленный гиало- и кристаллокластами.

Участки тонкокристаллического известняка по микроструктурному признаку отчетливо подразделяются на два вида.

Участки вида А имеют неправильную в основе своей свилеватую и редко изометричную форму, сложены тонкокристаллическим кальцитом (размеры зерен около 0.03–0.05 мм по удлинению). Они занимают в шлифах обособленное положение или ассоциируют с кристалло- и витрокластами. Образуют разветвленную неправильной формы сеть свилеватых прожилков кальцита, обрамляющих изометричные и неправильной формы реликтовые участки пелитоморфного кальцита. Очень часто в центральной части таких образований отмечаются пустоты (дырочки в шлифе) заполненные канадским бальзамом. Происхождение последних не совсем понятно. Они могут возникнуть в результате выкалывания кальцита при изготовлении шлифа или имеют сингенетичную природу. В пользу последней может свидетельствовать то, что иногда даже довольно крупные поры инкрустированы по всему периметру кристаллическим кальцитом. В то же время отдельные поры явно техногенного характера, возникшие при изготовлении шлифа.

Участки вида Б обнаруживают отчетливо выраженную микрополосчатую, иногда свилеватую или комковатую структуру. Они включают пузырьчатые образования, обычно имеющие эллиптическое сечение, и содержат рассеянные пылеватые выделения рудного минерала. Данные участки, как правило, изо-

лированы друг от друга и имеют субпризматические, удлиненно-призматические или неправильной формы очертания. Кальцит в них занимает не всю площадь, поэтому, особенно в скрещенных николях, отчетливо видно, что данные участки представляют собой сочетание агрегатов кальцита и изотропного вещества. Выделяются образования неправильной, субизометричной формы, комковатой и полосчатой структуры.

Отмечаются следующие разновидности участков кристаллического кальцита вида Б:

- субпризматические участки комковатой структуры с газовыми пузырями и пылеватым рудным минералом, установлены кристаллокласты плагиоклаза и роговой обманки;

- скопления неправильной, субизометричной формы образований и неправильной формы кристаллокласты плагиоклаза, удлиненно-призматической роговой обманки и шестоватого биотита;

- удлиненно-призматический слабоизогнутый участок с полосчатой структурой, с кристаллокластами биотита и ортопироксена идиоморфных очертаний;

- расщепляющиеся (по типу фьямме) полосчатосвилятое образование с кристаллокластами плагиоклаза, ортопироксена и биотита.

Можно предполагать, что *участки вида А* представляют собой эпигенетические образования, не имеющие непосредственной связи с пирокластикой, так как они морфологически и пространственно не связаны с ней. Что касается *участков вида Б*, то это, по видимому, в различной степени замещенные кристаллическим кальцитом гиалокласты или витрокласты. Из всей пирокластики в шлифах они преобладают, занимая не менее 60–65 % ее объема.

Помимо карбонатизированной пирокластики, отмечаются и другая — не подвергшаяся замещению кальцитом, в том числе:

- рогульки и их фрагменты с близрасположенным ортопироксеном и рудным минералом;

- изогнутая рогулька и рядом кристаллокласты роговой обманки и ортопироксена, рудный минерал;

- W-образной формы гиалокласты на фоне карбонатизированных плагиоклазов, ортопироксена и роговой обманки;

- сложной формы гиалокласты, по периферии гиалокласты вида Б и фрагменты ортопироксена;

- сферогиалокласт (пизолит) с порой в центре, здесь же в поле зрения кристаллокласты роговой обманки, ортопироксена, плагиоклаза и рудного минерала.

Кристаллокластическая составляющая пирокластики занимает в шлифах до 35–40 % от ее общего объема. Представлена она плагиоклазом, состав которого определен методом симметричного погасания, но только в одном зерне определен андезин № 40. На плагиоклаз из всей кристаллокластики приходится около 40 %; остальное (%) — ортопироксен (20), биотит (20), роговая обманка (15), рудный минерал (5), в качестве единичных зерен отмечаются кристаллики акцессориев — апатита и циркона.

Плагиоклаз представлен чаще всего неправильной и удлиненно-призматической формы кристаллокластами, достигающими 0.2 мм в поперечном сечении

и 0.3 мм по удлинению, отмечаются оскольчатые формы. Плагиоклаз, как правило, сдвойникован по альбитовому закону, но редко зонален. В отдельных его кристаллах наблюдается неоднородное строение, которое, возможно, обусловлено включениями стекла и в связи с этим наблюдаемым пятнистым погасанием. Иногда наблюдаются реакционные взаимоотношения с кальцитом породы, что проявляется в резорбции его кристаллокластов и включениях в нем редких кристалликов кальцита.

Роговая обманка представлена в шлифе кристаллокластами зеленовато-бурого цвета, отчетливо плеохроирующими, удлиненно-призматического и ромбоидального сечения. Иногда наблюдаются простые двойники $C N_g = 19^\circ$. Схема плеохроизма следующая: N_g — зеленовато-бурая, N_p — серовато-желтая. Иногда наблюдаются идиоморфные ее сечения по 3 пинакоиду с характерной спайностью под углом 56–57°.

Биотит представлен призматическими, игольчато-призматическими и неправильной формы (в сечениях по 3 пинакоиду) кристаллокластами бурого и зеленовато-бурого цвета с весьма совершенной спайностью, отчетливым плеохроизмом и прямым погасанием. По удлинению его кристаллокласты достигают 0.5 мм, а в поперечном сечении 0.3 мм. Коноскопические исследования показывают, что угол $2 V$ биотита близок к 0°.

Ромбический пироксен (гиперстен) представлен преимущественно удлиненно-призматическим, но часто и призматического сечения бесцветными или со слабым желтовато-буроватым оттенком кристаллокластами с характерным плеохроизмом. Кроме этого крайне важно, что это в основе своей оптически отрицательный минерал.

Клинопироксен в шлифах отсутствует. Лишь в одном зерне гиперстена наблюдалось включение, параллельное спайности, с высокими цветами интерференции и косым погасанием, представляющее собой, вероятно, восток клинопироксена в ортопироксене.

Рудный минерал. По составу в отраженном свете (серые цвета) вероятнее всего отвечает магнетиту. В шлифах он представлен преимущественно изометричного сечения кристаллокластами как неправильной формы, так и прямоугольных сечений. Наиболее крупные из них достигают в поперечном сечении 0.1 мм. Рудный минерал часто образует сростания с клинопироксеном, биотитом и образует включения в карбонатизированном стекле.

Акцессорные минералы. Среди них в шлифах уверенно диагностированы апатит и циркон. Последний представлен очень мелкими единичными зернами, апатит — субидиоморфными удлиненно-призматическими очертаниями кристаллами, достигающими по удлинению 0.17 мм. Отмечаются кристаллокласты апатита субтаблитчатого сечения в тонкой оболочке стекла, кристаллы зонального строения, находящиеся в сростании с плагиоклазом комковатой структуры.

Все изложенное позволяет заключить, что вулканические пеплы (гиало-, витрокласты) связаны с гиперстен-роговообманково-биотитовыми андезитами. Изотопный состав карбонатных углерода и кис-

лорода CO_2 карбонатных «стяжений» отличается от таковых меловых известняков и близок жильным эндогенным кальцитам Аркаского и Талгинского проявлений, локализованных в сходных геологических условиях с рассматриваемыми пеплами.

На Урминском плато пласты карбонатсодержащих (арагонитовых) пеплов установлены среди эоценовых известняков. Содержание арагонита в пеплах достигает 40 %, отмечаются срастания кристаллокластов пеплов с этим карбонатом.

Наиболее крупное проявление карбонатов в виде травертиновых залежей, связанных с пеплами, установлено в долине р. Рубасчай (Южный Дагестан). Здесь в левом борту долины, близ с. Марага, отмечена толща травертина мощностью до 4–5 м, в верхней половине которой прослеживается пласт вулканических пеплов мощностью до 0.4–0.5 м. В 200 м ниже по течению реки залежь травертина выклинивается, а пласт пеплов с перерывом продолжается и за пределами натечных карбонатов. Представляется, что это один и тот же пласт пеплов, но первая его часть тесно связана с образованием травертина, а вторая — образовывалась уже за пределами карбонатной залежи. Важно, что и в образцах пеплов, не ассоциирующих с травертинами, также устанавливается минералогическим анализом карбонат в повышенных количествах до 20–30 %.

Нам представляется, что карбонатная и сульфатная минерализация, тесно связанные с вулканическими пеплами — признак формирования этих пеплов за счет местных вулканогенных процессов.

Литература

1. Голубятников В.Д. Геология и полезные ископаемые терригенных отложений Дагестана. Л.: Госгеол-издат, 1940. 202 с.

2. Горбунова Л.И. Вулканические породы в меловых отложениях Дагестана. // Литол. и полез. ископаемые, 1966. № 2, С. 126–130.

3. Керимов Г.К., Эфендиев И.Э. О следах четвертичного вулканизма на территории Дагестана // Докл. АН 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.

5. Мацапулин В.У., Исаков С.И., Юсупов А.Р. Нарат-Тюбинское проявление вулканических пеплов // Сб. науч трудов. Ин-та геологии ДНЦ РАН. 2010, вып. 56. С. 46–49.

6. Мацапулин В.У., Юсупов А.Р., Тулышева Е.В., Исаков С.И. Гидротермальные процессы, сопутствующие образованиям верхнекайнозойских пеплов Дагестанского обрамления Восточного Кавказа // Сб. науч трудов. Ин-та геологии ДНЦ РАН. 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. Ренгартен В.П. Очерк месторождений полезных ископаемых и минеральных источников Южного Дагестана // Изв. Геологического комитета, 1927, XLVI, 152 с.

9. Черкашин В.И., Мацапулин В.У., Юсупов А.Р. Минералогия тяжелой фракции вулканических пеплов Дагестана // Материалы международной конференции, посвящённой 90-летию Воронежского государственного университета, Воронеж, 2008. С. 152–153.

ЛИТОХИМИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ ДИАГНОСТИКИ

ЛИТОХИМИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ КАК ИНДИКАТОР ОТСУТСТВИЯ ВУЛКАНОГЕННЫХ ПРОДУКТОВ В СРЕДНЕЮРСКО-ВАЛАНЖИНСКИХ ОТЛОЖЕНИЯХ ЗАПАДНЫХ РАЙОНОВ НИЖНЕГО ПРИАМУРЬЯ (ДАЛЬНИЙ ВОСТОК)

С. А. Медведева, А. В. Кудымов

Институт тектоники и геофизики ДВО РАН, Хабаровск

medvedeva@itig.as.khb.ru

Юрско-меловые отложения имеют широкое распространение на Дальнем Востоке России. В докладе приводится характеристика среднеюрско-валанжинских осадочных пород западных районов Нижнего Приамурья в составе Бокторской структурно-формационной подзоны (СФПЗ) Горинской структурно-формационной зоны (СФЗ) [2, 3].

Стратиграфия отложений. Разрез среднеюрско-валанжинских морских флишоидных отложений представлен верхней частью хорпинской серии (хольвасийская толща) и вышележающей комсомольской серией (горинская и пионерская свиты) [3].

Хольвасийская толща мощностью 800 м согласно залегают на фаунистически охарактеризованных слоях бокторской толщи, которая является нижней частью хорпинской серии. Преобладают в составе хольвасийской толщи алевролиты и аргиллиты. Иногда они содержат маломощные прослои базальтов и их туфов, кремнисто-глинистых и кремневых пород. В резко подчиненном количестве встречаются мелкозернистые тонкослоистые песчаники и туфопесчаники. Возраст хольвасийской толщи по радиоляриям из кремнисто-глинистых сланцев и аммониту из верхней части толщи определен как средняя—поздняя юра.

Горинская свита мощностью 1670 м согласно залегают на отложениях хольвасийской толщи [3] и имеет преимущественно песчаниковый состав. Песчаники содержат прослои алевролитов, линзы гравелитов, конгломератов, седиментационных брекчий, пачки переслаивания алевролитов и песчаников. По фауне бухий и растительным остаткам возраст горинской свиты определен в интервале поздняя юра—ранний мел.

Пионерская свита мощностью 1980—2100 м согласно перекрывает отложения горинской свиты. Она сложена в основном алевролитами, которые содержат слои мелкозернистых песчаников, пачки ритмичного переслаивания алевролитов, песчаников и гравелитов. Возраст пионерской свиты установлен по многочисленным находкам остатков бухий берриаса - валанжина, а также по радиоляриям этого же возраста.

Петрографический состав. Песчаники и грубообломочные породы в разных объемах присутствуют во всех стратонах. Наиболее широко они распространены в отложениях горинской свиты. Петрография песчаников и алевролитов была изучена при проведении геологосъемочных работ М. К. Дьячковым и др. [1989 г.], В. А. Кайдаловым и др. [2]. Песчаники мелкозернистые, среднезернистые и крупнозернистые,

нередки промежуточные разновидности. Обломки угловатые, реже слабоокатанные, представлены кварцем, полевыми шпатами, реже слюдами, литокластами и акцессорными минералами. Фигуративные точки песчаников на классификационной диаграмме В. Д. Шутова [5] попадают в поля полевошпатовых граувакк и реже аркозов. *Кварц* монокристаллический, редко встречаются поликристаллические разновидности. Форма зерен в основном изометричная, реже слабоудлиненная. Пикообразные удлиненные остроугольные зерна кварца, указывающие на их пирокластическую природу, не зафиксированы. Полевые шпаты представлены плагиоклазом и калиевым полевым шпатом. *Обломки пород* в песчаниках представлены алевролитами, аргиллитами, кремневыми и кремнисто-глинистыми породами, андезитами, риолитами, микрокварцитами, кварцевыми и серицит - кварцевыми сланцами, интрузивными породами кислого, редко среднего, составов, роговиками. Среди *акцессорных минералов* в песчаниках преобладают сиалические — циркон, апатит, реже сфен, монацит, гранат, турмалин. Присутствуют фемические минералы — магнетит, титаномагнетит, лейкоксен, амфибол, пироксен, отмечается эпидот. *Цемент* песчаников поровый, соприкосновения, редко базальный. По составу он глинисто-слюдистый, слюдистый, кварц-слюдистый, а также хлорит-гидрослюдистый, лимонит-слюдистый, хлоритовый. Судя по формам зерен монокристаллического кварца, микроклина, ортоклаза и чешуек слюды, эти минералы являются продуктами разрушения кислых и умеренно-кислых интрузивных пород. Полисинтетически сдвойникованный плагиоклаз мог происходить как из полнокристаллических пород, так и из вулканитов основного и среднего составов.

Литохимические данные. В таблице приведен химический состав 28 образцов песчаников и алевропелитов, отобранных авторами в процессе полевых работ. Содержания оксидов определены методом рентгеноспектрального силикатного анализа в лаборатории рентгеноспектрального анализа СВКНИИ ДВО РАН (г. Магадан, аналитики Т.Д. Борходоева и В.И. Мануилова) и традиционным методом «мокрой» химии в Центральной лаборатории ФГУП «Дальгеофизика» (г. Хабаровск, аналитик Г.Г. Педяш).

Содержания оксидов в песчаниках составляют (масс. %): SiO_2 68.2–80.3; TiO_2 0.27–0.65; Al_2O_3 10.5–16.1; Fe_2O_3 общ. 1.8–3.5; MgO 0.3–1.03; CaO 0.2–1.3; Na_2O 2.7–4.08; K_2O 2.4–3.5.

Химический состав алевропелитов изменяется в пределах (масс. %): SiO_2 63.7–65.8; TiO_2 0.73–0.9;

**Средние содержания породообразующих оксидов в терригенных породах
Бокторской подзоны Горинской СФЗ. Нижнее Приамурье**

Кластер	1	2	3	4	5	6128	3062-2
Возраст	Хорпинская серия (хольвасийская толща) J ₂₋₃	Комсомольская серия (горинская+пионерская свиты) J ₃ - K ₁		Хорпинская серия (хольвасийская толща) J ₂₋₃	Комсомольская серия (горинская+пионерская свиты) J ₃ - K ₁		
Литотип	Песчаники			Алевропелиты		Песчаники	
Хемотип	щелочной миоцилит		щелочной нормосилит	щелочной нормосилит		щелочной миоцилит	
n	5	9	2	5	5	1	1
SiO ₂	73.75	71.66	78.90	64.53	65.32	68.22	72.45
TiO ₂	0.49	0.45	0.29	0.84	0.74	0.52	0.65
Al ₂ O ₃	13.63	14.40	11.33	16.87	16.60	16.07	14.26
Fe ₂ O ₃ общ.	2.93	2.87	1.91	5.24	5.41	3.46	2.10
MnO	0.03	0.04	0.02	0.06	0.08	0.07	0.02
MgO	0.73	0.87	0.39	1.31	1.80	1.03	0.63
CaO	0.61	0.91	0.24	0.64	0.80	1.15	0.51
Na ₂ O	3.73	3.71	2.50	2.47	2.71	3.73	3.43
K ₂ O	2.65	3.13	2.73	3.93	3.68	3.47	3.13
P ₂ O ₅	0.10	0.08	0.04	0.19	0.15	0.09	0.10
ппп	1.35	1.87	1.56	3.61	2.75	2.18	2.73
Сумма	99.94	100.00	99.89	99.55	100.03	99.99	100.01
Na ₂ O+K ₂ O	6.38	6.84	5.23	6.40	6.39	7.20	6.56
ГМ	0.23	0.25	0.17	0.35	0.35	0.29	0.24
ЖМ	0.20	0.20	0.17	0.29	0.32	0.21	0.14
ФМ	0.05	0.05	0.03	0.10	0.11	0.07	0.04
АМ	0.18	0.20	0.14	0.26	0.25	0.24	0.20
ТМ	0.036	0.031	0.025	0.050	0.044	0.032	0.046
НКМ	0.47	0.48	0.46	0.38	0.38	0.45	0.46
ЦМ	1.42	1.20	0.92	0.64	0.74	1.07	1.10

n — количество анализов в выборке; 6128, 3062-2 — пробы вне кластеров; Fe₂O₃ общ. — сумма Fe₂O₃+Fe₂O, пересчитанная на общее железо.

Al₂O₃ 16.2–17.6; Fe₂O₃ общ. 4.76–5.96; MgO 0.8–2.1; CaO 0.35–1.02; Na₂O 1.6–3.2; K₂O 3.45–4.40.

Согласно химической классификации [8] берриас–валанжинские песчаники Нижнего Приамурья являются мио- и норможелезистыми, нормотитанистыми, нормофемичными, нормо- и суперглиноземистыми, нормощелочными, супернатровыми классами *силитов*; а алевропелиты — гипо- и норможелезистыми, нормотитанистыми, нормофемичными, нормоглиноземистыми, нормонатровыми классами *сиаллитов* (таблица).

Вся выборка из 28 анализов распадается на пять кластеров и два индивидуальных состава (обр. 6128 и 3062-2). Средние составы песчаников (кластеры) отвечают силитам, алевропелитов — сиаллитам.

По величине общей щелочности (Na₂O+K₂O выше 5 %) большинство пород выборки являются щелочными, хотя нигде не достигает границы алкалитов — 8 %. [9]. Содержания SiO₂ сравнимы с содержаниями SiO₂ в домезозойских интрузивных гранитоидных породах Буреинского массива [1]. Предполагается,

что областью сноса был композитный Буреинский массив, расположенный к западу от данного района, и сложенный породами кристаллического основания (кристаллические сланцы, гранитоиды) и осадочно-чехла (терригенные породы). По величине *нормированной щелочности* (НКМ от 0.45 до 0.49 в песчаниках и от 0.33 до 0.42 в алевропелитах) породы тяготеют к повышенно-щелочным [7]. Высокие (более 1) значения щелочного модуля (ЦМ = Na₂O/K₂O) в песчаниках свидетельствуют о преобладании в них плагиоклазов по сравнению с калиевыми полевыми шпатами, что бывает характерно либо для натровых аркозов, либо для граувакк [4]. Средние значения *титанового модуля* (ТМ = TiO₂/Al₂O₃) от 0.025 до 0.044 в песчаниках и 0.050 в алевропелитах не противоречат предположению о гранитоидном петрофонде, но заметно выше тех, которые характерны для риолитов [8]. На модульных диаграммах (которые мы здесь не приводим) можно видеть положительную корреляцию ФМ–ТМ, ЖМ–ФМ, ГМ–ТМ, негативную корреляцию НКМ–ГМ. В совокупности все это подтвер-

ждает идею о преимущественно гранитоидном петрофонде исходных осадков [8], и не дает каких-либо указаний на петрофонд, сложенный кислыми вулканитами (или на присутствие в породах кислой пирокластики).

Таким образом, мы приходим к заключению о том, что формирование среднеюрско-валанжинских терригенных толщ происходило за счет поступления материала с размываемой палеосуши (гранитоиды и осадочные породы) без заметного влияния вулканизма. Это подтверждается также тем, что на данной территории в юрских и берриас - валанжинских комплексах вулканогенные породы весьма редки.

Литература

1. Бурдэ Б.И., Кравченко Н.С. Метод петрохимической характеристики по отклонению от модального состава и особенности петрохимии Приамурья. Владивосток: Дальнаука, 2003. 114 с.
2. Кайдалов В.А., Анойкин В.И., Беломестнова Т.Д. Государственная геологическая карта Российской

федерации. 1: 200 000. Лист М-54-І. Объясн. зап. СПб.: ВСЕГЕИ, 2009. 185 с.

3. Кириллова Г.Л., Анойкин В. И. Структура Амуро-Горинского фрагмента позднемезозойской Восточно-Азиатской аккреционной системы // Докл. РАН. 2011. Т. 436. № 1. С. 64–68.

4. Петтиджон Ф., Поттер П., Сивер Р. Пески и песчаники. М.: Мир, 1976. 536 с.

5. Систематика и классификация осадочных пород / Шванов В.Н., Фролов В.Т., Сергеева Э.И. и др. СПб.: Недра, 1998. 352 с.

6. Страхов Н.М. Проблемы геохимии современно-океанского литогенеза. М.: Наука, 1976. 300 с.

7. Юдович Я.Э. Региональная геохимия осадочных толщ. Л.: Наука, 1981. 276 с.

8. Юдович Я.Э., Кетрис М.П. Основы литохимии. СПб.: Наука, 2000. 479 с.

9. Юдович Я.Э., Кетрис М.П. Геохимические и минералогические индикаторы вулканогенных продуктов в осадочных толщах. Екатеринбург: УрО РАН, 2010. 412 с.

КИСЛЫЙ ВУЛКАНИЗМ ВЕРХНЕГО ВЕНДА ЮГО-ЗАПАДНОЙ ОКРАИНЫ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Т. М. Сокур

Институт геологических наук НАН Украины, Киев

Sokur@ua.fm

Верхневендские отложения юго-западной окраины Восточно-Европейской платформы (Днестровский перикратон) представлены терригенно-вулканогенными породами в основании, терригенными в верхней части и характеризуют плитный этап развития платформы.

Терригенно-вулканогенная пачка, играющая роль маркирующего горизонта, по которому коррелируются разрезы верхневендских отложений юго-западной окраины Восточно-Европейской платформы, обособлена как бронницкие слои в ярышевской свите могилев-подольской серии (средняя часть редкинского горизонта). Изотопный возраст бронницких слоев составляет 575–565 млн лет [4]. Пелитовые витрофировые туфы в бронницких слоях были установлены А. В. Копелиовичем по наличию реликтовых пепловых структур в бурых плотных аргиллитах [2].

Бронницкие слои сложены однородной толщей бурых, ярко-бурых, красных, светло-зеленых, белых, очень плотных, массивных с раковистым изломом туфогенных аргиллитов. В единичных разрезах наблюдаются прослои до 5 см, содержащие округлые и угловатые псефитовые и псаммитовые обломки до 1.5 см аргиллитов, часто с глауконитом. Такие обломки имеют ярко-зеленую окраску и резко отличаются от вмещающего бурого матрикса. Вне зависимости от окраски аргиллиты имеют дисперсную тонкочешуйчатую структуру и сложены кремнисто-гидрослюди-

стым материалом с примесью хлорита, со значительным объемом рентгеноаморфной фазы. В бурых аргиллитах в значительном количестве присутствует гематит. Постоянно наблюдается кварц и полевой шпат как алевритовая или редкая псаммитовая примесь, обломки бесцветного или буроватого вулканического стекла, единичные лейсты зеленого биотита и гидробиотита, единичные правильной ромбоэдрической формы кристаллы кальцита, удлиненные листоватые или сферические образования, величиной не более 0.16 мм. В отдельных прослоях в аргиллитах наблюдаются скопления темного слабо раскристаллизованного вещества без резких очертаний линзовидной, серповидной, древовидной формы, изогнутые, которые представляют собой, вероятно, реликты псаммитового пеплового материала, размерами от 0.18–0.24 мм до 1.17 мм. Состав таких скоплений гидрослюдисто-гематитовый и кремнистый; при этом в породе наблюдаются также отдельные глобулы кремнезема, величиной до 0.015 мм.

Продукты изменения туфогенных пород представлены светло-зелеными, белыми и желтыми бентонитовыми глинами. Основным их компонентом является монтмориллонит, образованный за счет вулканического стекла. Туфы кислого состава легко подвергаются процессам так называемой сольфатарной аргиллитизации, т.е. изменения идут за счет газовых эманаций. В результате по туфам кислого состава об-

разуются каолинит, кремнистые минералы, гидрослюда.

Мощность бронницких слоев в полных разрезах изменяется в среднем незначительно, от 9 до 12 м, при этом слой красных туфов (5–6 см) легко узнается на Вольни, а на севере Одесской области составляет почти 20 м. Вероятно, центры извержений не были значительно удалены от исследуемой территории, поскольку известно, что псаммитовые вулканические обломки (реликты которых фиксируются в аргиллитах) не разносятся далее 70–80 км от вулканического аппарата. В. А. Великанов предположил, что источник эксплозивного материала находился в области Добруджи [1].

Бронницкие слои с нижележащими бернашевскими имеют резкий, хорошо выраженный контакт. **Бернашевские слои** представлены пачками песчаников в нижней и верхней частях и аргиллитами — в средней. Структура аргиллитов тонкочешуйчатая и пластинчатая, беспорядочная. Выделяются отдельные крупные лейсты опациitizedированного, гидратированного биотита, мусковита, хлорита, аутигенного глауконита. В нижней пачке песчаников наблюдается прослой 10–30 см белых и зеленоватых бентонитовых глин. В кровле слоев наблюдается примесь до 30 % псаммитовых обломков тонкодисперсных аргиллитов, различных причудливых форм, представляющих собой гидрослюдизированное вулканическое стекло. С вышележащими зиньковскими слоями бронницкие связаны постепенными переходами, и граница между ними условная.

Зиньковские слои представлены толщей переслаивающихся аргиллитов, содержащих глауконит и фосфатные линзы, алевритистых аргиллитов, алевролитов и мелкозернистых песчаников, в которых, наряду с обычным терригенным материалом, присутствуют продукты переотложения эффузивов и их туфов с примесью пирокластического материала. Структура аргиллитов тонкочешуйчатая параллельная, редко беспорядочная. Присутствуют крупные лейсты гидратированного биотита, зеленого хлорита, зерна аутигенного глауконита, глобулярный пирит. По данным рентгеноструктурного анализа глинистая часть породы имеет каолин-хлорит-гидрослюдистый состав с примесью карбоната и пирита [3].

Для уточнения состава аргиллитов бернашевских, бронницких и зиньковских слоев был использован ряд литохимических параметров [8]. Были использованы оригинальные химические анализы аргиллитов, туфоаргиллитов, туфов и бентонитовых глин автора, А. В. Сочавы и Л. В. Коренчук (банк литохимических данных Precsed, ИГГД РАН) в количестве 106 анализов.

В бронницких слоях туфоаргиллиты не отличаются по химическому составу от аргиллитов.

Содержание SiO_2 в аргиллитах бернашевских, бронницких и зиньковских слоев составляет соответственно 54.5–73.5; 52.7–84.6 и 51.4–58.4 % (здесь и далее результаты приводятся в последовательности залегания слоев снизу вверх). **Содержание Al_2O_3** варьирует в пределах 10.3–20.7; 5.7–20.8; 17.5–21.2 %.

Зрелость осадков, поступающих в области седиментации, оценивалась по гидролизатному модулю

ГМ ($\text{ГМ} = (\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{TiO}_2 + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}) / \text{SiO}_2$). Аргиллиты ярышевской свиты относятся к сиаллитам и гидролизатам со значениями ГМ от 0.45 до 0.70; 0.40–0.68; 0.42–0.71. В бернашевских аргиллитах вверх по разрезу происходит увеличение содержания SiO_2 и уменьшение Al_2O_3 , в бронницких и зиньковских наблюдается обратная тенденция. Щелочной модуль ($\text{ЩМ} = \text{Na}_2\text{O} / \text{K}_2\text{O}$) имеет значения 0.064–0.54; 0.05–0.42; 0.088–0.72. Как видно из этих данных, наибольшей щелочностью обладают аргиллиты зиньковских слоев. Нормированная щелочность (модуль НКМ) изменяется в пределах 0.16–0.33; 0.23–0.32; 0.15–0.36. Медианное содержание K_2O составляет 4.98; 2.87; 3.9 %. Титановый модуль ($\text{ТМ} = \text{TiO}_2 / \text{Al}_2\text{O}_3$) аргиллитов составляет 0.014–0.097; 0.017–0.067; 0.039–0.100. Значения железного модуля ($\text{ЖМ} = (\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO} + \text{MnO}) / (\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{TiO}_2)$) варьирует в пределах 0.094–0.44; 0.14–0.68; 0.32–0.75. Фемический модуль ($\text{ФМ} = (\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO} + \text{MnO} + \text{MgO}) / \text{SiO}_2$) принимает значения 0.093–0.25; 0.11–0.21; 0.15–0.35. Алюмокремниевый модуль ($\text{АМ} = (\text{Al}_2\text{O}_3 / \text{SiO}_2)$) находится соответственно в пределах 0.34–0.52; 0.24–0.53; 0.26–0.41 [6].

Во в аргиллитах бернашевских и зиньковских слоев устанавливается положительная корреляция между ЖМ и ТМ, ТМ и ФМ, что является одним из диагностических признаков вулканогенной примеси. Величина ЩМ во всех слоях <1 указывает на присутствие в составе отложений именно кислого вулканического материала.

Наиболее широкий разброс значений ГМ и ЖМ характерен для слоев, залегающих выше бронницких. Вверх по разрезу отмечается нарастание значений ТМ, ЖМ, ФМ. Для зиньковских слоев отмечается повышенные значения ТМ, ЖМ, ФМ, что свидетельствует о присутствии значительного количества пирокластики основного состава. Вместе с тем, пониженное содержание кремнезема и более высокие значения щелочей по сравнению с нижележащими бронницкими, может указывать на привнос ранее отложенного пеплового материала.

Петрохимические модули туфов бронницких слоев следующие: ГМ колеблется 0.07–0.62 (суперсили-ти-гипогидролизаты). АМ 0.067–0.43; ЩМ 0.16–0.76; ТМ 0.03–0.06; ЖМ 0.006–1.56; НКМ 0.12–0.37; ФМ 0.011–0.26. Медианное содержание K_2O для туфов бронницких слоев составляет 1.59. По отношению к аргиллитам для туфов характерно пониженное в 2.5 раза значения ГМ и АМ. и повышенное в той же пропорции значения ЖМ. Остальные модульные показатели попадают в пределы значений, отвечающих аргиллитам.

Сравнительный анализ бентонитовых глин бернашевских и бронницких слоев показал следующие отличия. Содержание SiO_2 колеблется в пределах от 51 до 57 %, Al_2O_3 — 21–27 %. Средние значения петрохимических модулей составляют соответственно ГМ 0.57; 0.51; ЩМ 0.066; 0.29; НКМ 0.20; 0.17; ТМ 0.016; 0.046; ЖМ 0.11; 0.083; ФМ 0.10; 0.08; АМ 0.50; 0.43. Отмечается значительное увеличение вверх по разрезу значений ЩМ и ТМ. Какой либо позитивной корреляции ЖМ–ТМ или негативной корреляции ФМ–НКМ не наблюдается.

Величина индекса химического выветривания ($CI_A = [Al_2O_3 / (Al_2O_3 + CaO + Na_2O + K_2O)] \times 100$) для аргиллитов согласно [9] составляет: бернашевские слои — 63–76; бронницкие — 66–82, зиньковские — 71–86. Судя по значениям CI_A , данные аргиллиты сформировались в условиях гумидного климата с постоянным увеличением интенсивности выветривания. Средняя величина отношения La_N/Yb_N в бронницких слоях, а также в отложениях залегающих выше ярышевской свиты [5] одинакова и составляет 10.0 ± 0.1 , что указывает на сходство источников поступления вулканогенного материала.

Условия формирования бернашевских слоев — морские мелководные. Пелитовые пепловые туфы бронницких слоев отлагались, вероятно, в условиях мелководных зон, в щелочной среде, в которой происходило выщелачивание хлорит-гидрослюдистых пеплов. Накопление толщи не было одномоментным — в перерывах на поверхности осадка образовывался глауконит, вероятно, происходило незначительное перераспределение ранее накопившегося материала, в процессе которого формировались линзы и слойки мелкой брекчии. Вулканические процессы подавляли нормальную седиментацию, которая очень незначительно проявлялась в виде алевритовой и псаммитовой кластики. Длительность проявления вулканической деятельности было, вероятно, кратким в геологическом отношении и сменилась периодом относительно нормального осадконакопления. Образование зиньковских слоев происходило в условиях мелководного морского бассейна с незначительной гидродимической активностью.

Геодинамический режим формирования осадков также можно идентифицировать по петрохимическим данным. Для этого была построена диаграмма в координатах $SiO_2 - K_2O/Na_2O$ [10] для песчаников бернашевских и зиньковских слоев. Бронницкие слои не анализировались в связи с отсутствием песчаников. Фигуративные точки песчаников бернашевских слоев располагаются в зоне активных континентальных окраин в непосредственной близости к условной границе полей активных континентальных окраин и океанических островодужных комплексов, а фигуративные точки песчаников зиньковских слоев попадают в поле океанических островодужных комплексов [5].

Таким образом, геохимическими исследованиями устанавливается, что в бернашевских и бронницких слоях исходная пирокластика имела кислый состав. Однако, среди очагов кислого вулканизма в бронниц-

кое время были очаги, поставившие в бассейн осадконакопления пирокластику среднего состава. В зиньковское время преобладающим становится вулканогенный материал основного состава с примесью ранее отложенного пеплового материала и незрелых в петрографическом и петрохимическом отношении отложений. Применение литохимической методики [8] позволило выявить в аргиллитах примесь камуфлированной пирокластики.

Литература

1. Великанов В.А. Венд Подолии // Стратиграфия верхнедокембрийских и кембрийских отложений запада Восточно-Европейской платформы. М. Наука, 1979. С. 131–151.
2. Копелиович А.В. Эпигенез древних толщ юго-запада Русской платформы. М.: Наука, 1965. 312 с. (Тр. ГИН АН СССР, вып. 121).
3. Коренчук Л.В. Этапы формирования вендских отложений юго-западной окраины Восточно-Европейской платформы // Стратиграфия и формации докембрия Украины: Сб. науч. тр. Киев: Наук. думка, 1983. С. 124–147.
4. Нечаев С.В., Зайдис Б.Б., Великанов В.А. Новые данные геохронологических исследований пород позднедокембрийской вулканогенно-осадочной формации Подольского Приднестровья // Геол. ж., 1969. № 2, Т. 29. С. 23–28.
5. Сокур Т.М. Петрохимическая характеристика и геодинамическая обстановка формирования песчаников верхнего венда юго-западной окраины Восточно-Европейской платформы. // Геол. ж., 2008. № 1, с.63–71.
6. Сокур Т.М. Литологические и геохимические особенности аргиллитов верхнего венда и нижнего кембрия юго-западной окраины Восточно-Европейской платформы // Наук. праці ДНТУ, серія «Гірнично-геологічна», вип. № 15 (192), 2011. С. 133–140.
7. Фелицын С. Б., Сочава А.В., Ваганов П.А., Мейер В.А. Иридиевая аномалия на рубеже вымирания эдикарской фауны // Докл. АН СССР, 1989. Т. 308. № 5. С. 1200–1203.
8. Юдович Я.Э., Керпус М.П. Основы литохимии. СПб: Наука, 2000. 479 с.
9. Nesbitt H.W., Young G.M. Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lutites // Nature, 1982. v. 299. p. 715–717.
10. Roser B.D., Korsch R.J. Determination of tectonic setting of sandstone-mudstone suites using SiO_2 content and K_2O/Na_2O ratio // J. Geol. 1986. V. 94. № 5. P. 635.

ПЕТРОХИМИЧЕСКАЯ ДИАГНОСТИКА ВУЛКАНОГЕННОГО МАТЕРИАЛА В ОТЛОЖЕНИЯХ СРЕДНЕГО–ВЕРХНЕГО КАРБОНА ЗАПАДНОГО ВЕРХОЯНЬЯ

Г. В. Ивенсен, Р. В. Кутыгин

Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН, Якутск

g.v.ivenсен@diamond.ysn.ru

Нами проведена литохимическая обработка 73 химических анализов образцов псаммитовых пород из разреза среднего–верхнего карбона руч. Горбылях (обн. 1и/05) верховьев р. Дянышки Западного Верхоянья (рис. 1).

В непрерывном разрезе, послойно изучавшемся И. В. Будниковым с коллегами (2005 г.) и Р. В. Кутыгиным (2006 г.), моноклинально залегают имтанджинская, солончанская и кыгылтасская свиты суммарной мощностью 2380 м. Каждая из свит имеет отчетливое трансгрессивно–регрессивное строение [1] и делится на две подсвиты. Нижние подсвиты отличаются преобладанием алевролитовых разностей разноглубинных морских осадков, содержащих остатки морских беспозвоночных (преимущественно брахиоподы, реже криноидеи, двустворки, гастроподы и единичные аммоноидеи). В строении верхних подсвит преобладают псаммитовые осадки, относимые к выдвинутому вглубь Верхоянского бассейна дельтовому комплексу [3] и содержащие остатки ископаемой флоры. Исходя из указанной седиментологической ритмичности, нижние подсвиты трактуются как трансгрессивные, а верхние – как регрессивные стадии, соответственно имтанджинского, солончанского и кыгылтасского этапов осадконакопления. Собранные в разрезе многочисленные палеонтологические остатки и характерное литологическое строение толщ позволяют уверенно сопоставить выделенные стратоны со схемой свитной разбивки Куранахской структурно–фациальной подзоны и Региональной стратиграфической шкалой Верхояно–Охотского субрегиона [8].

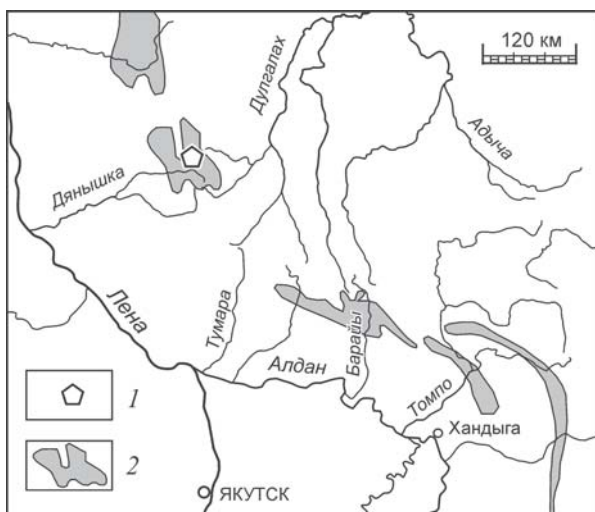


Рис. 1. Местоположение разреза среднего–верхнего карбона руч. Горбылях (обн. 1и/05): 1 – разрез, 2 – площади распространения на дневной поверхности каменноугольных отложений

Имтанджинская свита (видимая мощность 769 м) сопоставляется с нижнебашкирским подъярусом среднего карбона. Ее нижние слои в разрезе не обнажаются (скрыты в ядре антиклинальной складки). **Солончанская свита** (мощность 1180 м), относимая к верхнебашкирскому подъярису и московскому ярусу среднего карбона, в разрезе представлена в полном объеме и имеет хорошее палеонтологическое обоснование. Это позволяет рассматривать разрез солончанской свиты и одноименного горизонта руч. Горбылях в качестве опорного. **Нижнекыгылтасская подсвита** (видимая мощность 431 м) сопоставляется с касимовским ярусом верхнего карбона.

Диагностика вулканогенного материала в псаммитах осуществлялась с применением методики, разработанной Я. Э. Юдовичем и М. П. Кетрис [9]. В табл. 1 все анализы сгруппированы по значениям ТМ в интервалах 0.010–0.020, 0.021–0.030, 0.031–0.040, 0.041–0.050, 0.051–0.060. Выбор пал именно на этот модуль по трем причинам: его величина зависит от содержания титана в исходном материале, от динамической сортировки обломочного материала и практически не зависит от вторичных преобразований. Получилось шесть кластеров. Средние химические составы образцов для каждого кластера и рассчитанные по ним петрохимические модули приведены в таблице. Там же для сравнения помещены средние химические составы риолитов [2] и нормальных песчаников по Ф. Кларку [7].

Анализируя химические составы образцов, можно сделать вывод, что все они являются кислыми вулканитами. На это указывают высокие содержания SiO_2 , щелочей и низкие – всех других компонентов. В сумме щелочей преобладает Na_2O . На модульной диаграмме в координатах ГМ–НКМ (рис. 2) точки химических составов располагаются в непосредствен-

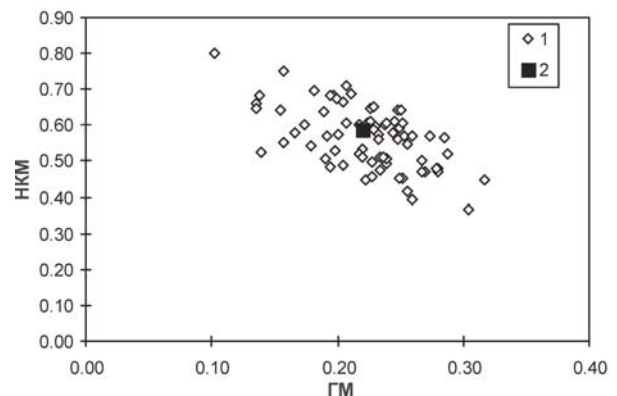


Рис. 2. Модульная диаграмма для псаммитовых пород среднего–верхнего карбона Западного Верхоянья (руч. Горбылях). 1 – псаммиты, 2 – риолит [2]

ной близости от точки среднего химического состава риолитов.

Все это свидетельствует в пользу того, что источником обломочного материала была вулканическая деятельность. В осадок поступал пепел риолитового состава. Кроме того, химические составы образцов значительно отличаются от химического состава нормальных песчаников по Ф. Кларку (таблица).

Среди изученных псаммитов нами выделены риолитовые туфы и тефроиды. Туфами являются все образцы из первого столбца таблицы и частично из второго. Для них характерны очень низкие значения ТМ и высокая щелочность [9]. Их химический состав практически идентичен среднему химическому составу риолитов (таблица). Все остальные образцы отнесены нами к тефроидам. Тефроиды – это вулканогенно–осадочные породы, синхронные извержению и состоящие из окатанной и отсортированной пирокластики (тефры). Среди тефроидов преобладают, как правило, псаммитовые разновидности [6]. Тефроиды обладают теми же минералого–петрографическими признаками, что и туфы, однако вследствие обработ-

ки материала в поверхностных условиях он может быть лучше дифференцирован по минеральному составу, чем в туфах. Попадая на отмели и пляжи, пирокластические фрагменты окатываются, образуя осадки, сходные по текстуре с терригенными, но по происхождению и составу фрагментов отличные от последних. В структурном отношении эти породы связаны переходами с туфами, так как, естественно, степень обработки тефры может быть различной. Следует отметить, что в тефроидах пирокластический материал подвергается воздействию двух факторов – эоловой дифференциации и динамической сортировке в наземных условиях. И. И. Гущенко считает, что «эоловая дифференциация пеплов идет двумя путями: 1. По мере удаления пеплового материала от вулкана возрастает содержание SiO_2 и K_2O (слабые вулканические и вулканско–стромболианские извержения). 2. Содержание SiO_2 в периферийных зонах пеплопадов уменьшается, но увеличивается MgO , K_2O , TiO_2 , CaO , Al_2O_3 (сильные извержения вулканско–плинианского типа)» [4, с. 90]. Динамическая сортировка в наземных условиях приводит к тому, что чем дальше

Химический состав псаммитов из отложений среднего–верхнего карбона Западного Верхоянья (руч. Горбылях)

ТМ Оксиды	0.010– 0.020	0.021– 0.030	0.031– 0.040	0.041– 0.050	0.051– 0.060	0.061– 0.080	Риолит (А.А.Бейс)	Песчаник (Ф.Кларк)
	n=4	n=10	n=17	n=24	n=14	n=4		
SiO_2	72.30	71.82	70.35	70.99	68.87	68.67	73.30	78.33
TiO_2	0.22	0.33	0.44	0.49	0.59	0.80	0.22	0.25
Al_2O_3	12.60	12.70	12.14	10.67	10.64	11.32	13.50	4.77
Fe_2O_3	0.52	0.73	0.78	1.00	1.04	1.21	1.40	1.07
FeO	1.57	2.58	2.93	2.66	2.80	2.81	0.82	0.30
MnO	0.04	0.03	0.06	0.08	0.06	0.04	0.05	0.00
MgO	0.24	0.79	1.11	1.28	1.75	1.53	0.40	1.16
CaO	1.64	1.35	1.97	2.85	3.26	3.11	1.00	5.50
Na_2O	5.03	4.24	4.02	3.60	3.29	3.39	3.50	0.45
K_2O	3.27	2.87	2.87	2.34	2.47	2.30	4.40	1.31
P_2O_5	0.17	0.17	0.10	0.14	0.15	0.14	0.11	0.04
CO_2	1.00	0.59	1.19	1.71	2.85	2.60		5.03
П.п.п.	0.97	1.60	1.89	1.98	2.26	2.13		
S	0.00	0.04	0.06	0.01	0.02	0.05		
Сумма	99.56	99.83	99.89	99.79	100.03	100.10		
ГМ	0.21	0.23	0.23	0.21	0.22	0.24	0.22	0.08
АМ	0.17	0.18	0.17	0.15	0.15	0.16	0.18	0.06
ФМ	0.03	0.06	0.07	0.07	0.08	0.08	0.04	0.03
ТМ	0.017	0.026	0.036	0.046	0.055	0.071	0.016	0.052
НМ	0.40	0.33	0.33	0.34	0.31	0.30	0.26	0.09
КМ	0.26	0.23	0.24	0.22	0.23	0.20	0.33	0.27
ЩМ	1.54	1.48	1.40	1.54	1.33	1.47	0.80	0.34
НКМ	0.66	0.56	0.57	0.56	0.54	0.50	0.59	0.37
ЖМ	0.17	0.26	0.30	0.33	0.35	0.33	0.17	0.27
$\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}\%$	8.30	7.11	6.89	5.94	5.76	5.69	7.90	1.76

пепловые частицы находятся в движении, тем меньше среди них остается неустойчивых минералов и возрастает количество устойчивых.

Результаты расчетов, приведенные в таблице, позволяют выявить влияние этих двух факторов на закономерные изменения химических составов различных групп образцов. С ростом значений ТМ в них увеличивается содержание железа, MgO, CaO и уменьшается SiO₂, Al₂O₃, щелочей. Если считать, что значения ТМ в данном случае являются индикатором динамической сортировки пеплового материала, то повышенным значениям ТМ должны соответствовать высокие содержания SiO₂ и низкие MgO и CaO. Наблюдаем же мы обратную картину. Таким образом, следует признать, что основным фактором дифференциации пирокластического материала по химическому составу в данном случае являлась эоловая, когда при сильных извержениях в периферийных зонах пеплопадов содержание SiO₂ уменьшается, но увеличивается — MgO, K₂O, TiO₂, CaO, Al₂O₃. Выпавший пепел затем подвергся незначительной динамической сортировке в водной среде. В результате увеличились значения ФМ и ЖМ (накопление железо-титанового шлиха) и уменьшились — НМ, КМ, НКМ.

В изученном разрезе все туфы и тефроиды подверглись в той или иной степени процессу альбитизации. Это выражается в аномально высоких значениях ШМ >> 1, в то время как у риолитов среднее значение ШМ = 0.80 (таблица). Ранее нами было показано [5], что избыток Na₂O возникает в псаммитах при постседиментационных изменениях за счет его перераспределения между алевролитами и псаммитами в пользу последних.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ 09-05-98518-р_восток.

Литература

1. Андрианов В.Н. Верхнепалеозойские отложения Западного Верхоянья. М.: Наука, 1966. 133 с.
2. Беус А.А. Геохимия литосферы. М.: Недра, 1972. 296 с.
3. Будников И.В., Гриненко В.С., Клец А.Г. и др. Модель формирования верхнепалеозойских отложений востока Сибирской платформы и ее складчатого обрамления (закономерности осадконакопления, районирование, корреляция) // Отечеств. геология. 2003. № 6. С. 86–92.
4. Гущенко И.И. Пеплы северной Камчатки и условия их образования. М.: Наука, 1965. 144 с.
5. Ивсенен Г.В., Кутыгин Р.В. Изменение химического состава пород как функция возраста // Концептуальные проблемы литологических исследований в России: Матер. 6-го Всерос. литологич. совещ. (Казань: 26–30 сент. 2011 г.). Казань: Казан. ун-т, 2011. Т. 1. С. 343–346.
6. Малеев Е.Ф. Вулканыты: Справочник. М.: Недра, 1980. 240 с.
7. Мейсон Б. Основы геохимии. М.: Недра, 1971. 312 с.
8. Решения Третьего межведомственного регионального стратиграфического совещания по докембрию, палеозою и мезозою Северо-Востока России (С.-Петербург, 2002) / Ред. Т.Н.Корень, Г.В.Котляр. СПб.: ВСЕГЕИ. 2009. 268 с.
9. Юдович Я.Э., Кетрис М.П. Основы литохимии. СПб.: Наука, 2000. 479 с.

ДИАГНОСТИКА ВУЛКАНОГЕННОГО МАТЕРИАЛА В СРЕДНЕЮРСКО-НИЖНЕМЕЛОВЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ ЧЕКУРОВСКОЙ АНТИКЛИНАЛИ (ФРОНТАЛЬНАЯ ЧАСТЬ ВЕРХОЯНСКОГО СКЛАДЧАТО-НАДВИГОВОГО ПОЯСА)

Д. А. Васильев

Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН, Якутск

juorankhay@mail.ru

Исследованный разрез среднеюрско-нижнемеловых отложений находится на севере Якутии, в нижнем течении р. Лены (мыс Чекуровский) на западном крыле Чекуровской антиклинали (рис. 1).

Нами впервые были проведены литохимические исследования этих пород, которые до сих пор считаются чисто осадочными. Петрохимические особенности различных типов пород изучались по методике Я. Э. Юдовича и М. П. Кетрис [3] на основе химических силикатных анализов (табл. 1 и 2).

Исследуемые образцы представлены пелитами, алевритами и псаммитами. Образцы пелитов батского возраста по значению гидролизатного модуля (ГМ) и магнезиальности является *псевдосиллитами*. Как из-

вестно, среди нормальных осадочных пород псевдосиллиты, как правило, не встречаются, они являются породами пирогенными — базитовыми туффоидами или их прямыми дериватами [3]. Повышенное содержание щелочей (4.89 %) и магнезия при нормальных значениях всех остальных модулей позволяет предполагать присутствие в этой породе монтмориллонита, происхождение которого обычно связано с преобразованием вулканического материала. Полученные данные свидетельствуют, что эти породы могут являться туфопелитами с основной пирокластикой.

Породы алевритовой размерности представлены четырьмя образцами, которые по химическому составу значительно отличаются друг от друга. По ГМ они

Таблица 1

Химический состав вулканогенно-осадочных пород

Возраст	n	Порода	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	CO ₂	П.п.л.	S	Сумма
K ₁ hau	2	псаммит	70.10	0.38	13.04	0.56	2.57	0.04	1.11	2.18	4.08	2.62	0.09	0.83	2.49	0.00	100.09
K ₁ hau	2	псаммит	68.50	0.78	14.31	1.19	2.36	0.09	1.44	3.13	3.41	1.70	0.15	0.55	2.96	0.00	100.57
K ₁ vlg	4	псаммит	70.20	0.37	13.98	0.89	2.09	0.03	0.97	2.47	4.41	1.96	0.10	0.27	2.32	0.03	100.09
K ₁ vlg	1	псаммит	64.40	0.04	11.70	0.14	0.98	0.09	0.44	8.64	2.93	2.72	0.01	6.05	2.11	0.03	100.28
K ₁ vlg	3	псаммит	70.79	0.27	14.03	0.50	2.35	0.03	0.77	1.57	4.47	3.28	0.08	0.00	1.65	0.10	99.89
K ₁ ber	1	псаммит	68.68	0.16	12.86	0.45	1.29	0.06	0.29	4.55	4.42	2.71	0.06	2.74	1.37	0.10	99.74
K ₁ ber	1	псаммит	42.58	0.20	10.11	0.22	2.27	0.46	0.67	20.27	2.48	1.99	0.11	15.38	3.12	0.02	99.88
K ₁ ber	2	псаммит	68.29	0.48	14.65	1.34	2.64	0.04	1.38	1.98	4.28	2.50	0.17	0.27	2.02	0.31	100.35
J ₃ vol	1	псаммит	64.31	0.38	13.49	1.07	4.14	0.06	1.46	4.00	3.82	1.94	0.25	2.19	2.35	0.03	99.49
J ₃ vol	1	алеврит	31.98	0.32	8.98	2.54	22.00	0.46	4.95	3.79	1.35	1.66	0.21	17.60	4.01	0.21	100.06
J ₂₋₃ cl-ox	1	алеврит	18.89	0.36	7.12	9.96	16.40	0.09	1.99	18.05	0.34	0.46	0.64	17.72	6.21	2.86	101.09
J ₂ bth	2	псаммит	70.13	0.51	14.08	0.10	2.94	0.03	1.18	1.62	4.31	2.70	0.15	0.27	1.89	0.03	99.94
J ₂ bth	1	алеврит	62.50	0.76	15.64	1.56	4.33	0.09	2.08	2.04	3.28	3.14	0.24	0.54	3.93	0.13	100.26
J ₂ bth	1	псаммит	67.89	0.60	14.93	1.66	1.39	0.07	1.33	1.97	4.45	3.28	0.17	1.37	1.00	0.04	100.15
J ₂ bth	1	алеврит	61.60	0.56	13.33	2.54	2.95	0.07	5.51	5.07	2.78	1.49	0.23	2.00	1.85	0.70	100.68
J ₂ bth	2	пелит	55.96	0.98	19.52	3.35	4.24	0.04	3.00	0.65	1.64	3.25	0.22	0.00	7.52	0.33	100.7

Таблица 2

Петрохимические модули

Возраст	n	Порода	ГМ	АМ	ФМ	ТМ	НМ	КМ	ЦМ	НКМ	ЖМ	Na ₂ O+K ₂ O
K ₁ hau	2	шел. миоцит	0.24	0.19	0.06	0.029	0.31	0.20	1.56	0.51	0.24	6.70
K ₁ hau	2	шел. миоцит	0.27	0.21	0.07	0.055	0.24	0.12	2.00	0.36	0.24	5.11
K ₁ vlg	4	шел. миоцит	0.25	0.20	0.06	0.026	0.32	0.14	2.25	0.46	0.21	6.37
K ₁ vlg	1	шел. миоцит	0.20	0.18	0.03	0.003	0.25	0.23	1.08	0.48	0.10	5.65
K ₁ vlg	3	шел. миоцит	0.24	0.20	0.05	0.019	0.32	0.23	1.36	0.55	0.20	7.76
K ₁ ber	1	шел. миоцит	0.22	0.19	0.03	0.012	0.34	0.21	1.63	0.55	0.14	7.13
K ₁ ber	1	карб. гипосиаллит	0.31	0.24	0.09	0.020	0.25	0.20	1.25	0.44	0.29	4.47
K ₁ ber	2	шел. миоцит	0.28	0.21	0.08	0.032	0.29	0.17	1.71	0.46	0.27	6.77
J ₃ vol	1	шел. миоцит	0.30	0.21	0.10	0.028	0.28	0.14	1.97	0.43	0.38	5.76
J ₃ vol	1	карб. псевдогидролизат	1.07	0.28	0.94	0.036	0.15	0.18	0.81	0.34	2.69	3.01
J _{2,3} cI-ox	1	карб. нормогидролизат	1.80	0.38	1.51	0.051	0.05	0.06	0.74	0.11	3.54	0.80
J ₂ bth	2	шел. миоцит	0.25	0.20	0.06	0.036	0.31	0.19	1.60	0.50	0.21	7.01
J ₂ bth	1	шел. нормосиаллит	0.36	0.25	0.13	0.049	0.21	0.20	1.04	0.41	0.36	6.42
J ₂ bth	1	шел. миоцит	0.27	0.22	0.07	0.040	0.30	0.22	1.36	0.52	0.20	7.73
J ₂ bth	1	псевдосиаллит	0.32	0.22	0.18	0.042	0.21	0.11	1.87	0.32	0.40	4.27
J ₂ bth	2	псевдосиаллит	0.50	0.35	0.19	0.050	0.08	0.17	0.50	0.25	0.37	4.89

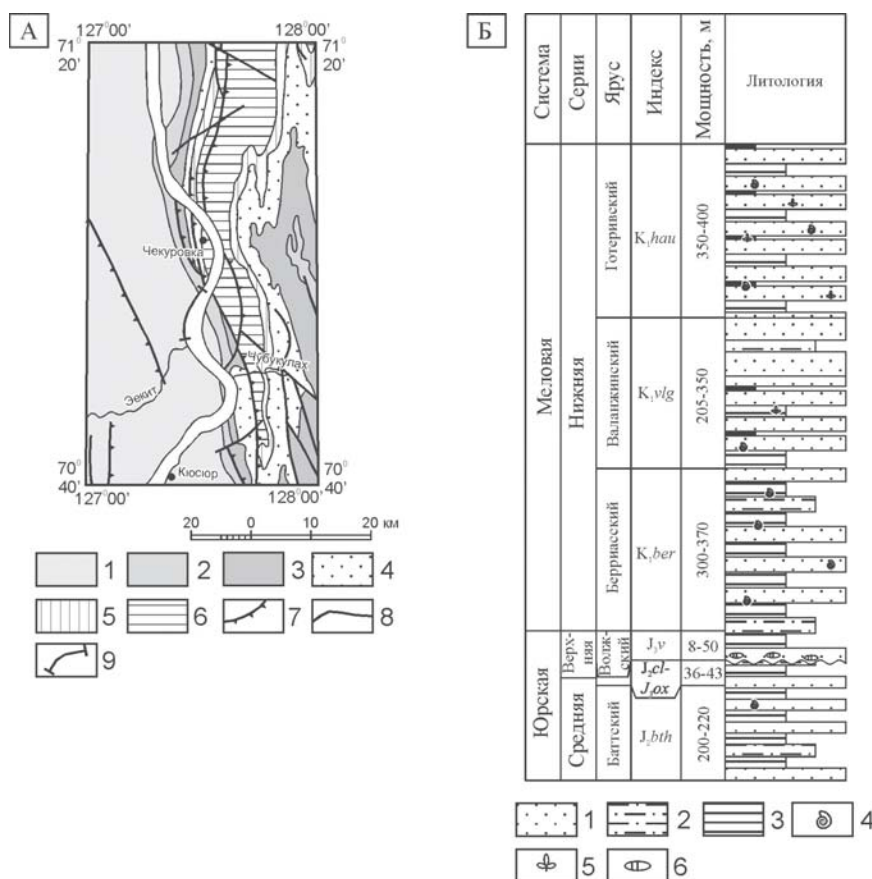


Рис. 1. А – схематическая геологическая карта района исследований: Отложения: 1 – меловые, 2 – юрские, 3 – триасовые, 4 – пермские, 5 – кембрийские, 6 – рифейские, 7 – надвиги и взбросы, 8 – разломы неизвестной кинематики, 9 – изученный разрез. Б – стратиграфическая колонка [1]: 1 – песчаники, 2 – алевролиты, 3 – аргиллиты, 4 – места находок ископаемой фауны, 5 – места находок ископаемой флоры, 6 – конкреции фосфоритов.

являются псевдосиаллитом, сиаллитом, гидролизатом и псевдогидролизатом. Эти различия, скорее всего, обусловлены постседиментационными преобразованиями: глинизацией, карбонатизацией, ожелезнением и доломитизацией, что затрудняет диагностику вулканогенного материала. Однако небольшие содержания титана и высокая щелочность у наименее измененного образца позволяет отнести их к тефроидам с кислой пирокластикой.

Псаммиты по значениям ГМ относятся к силитам и гипосиаллитам и характеризуются пониженным содержанием титана и железа, высокой суммой щелочей при преобладании натрия и нормальным значением всех остальных модулей. Это позволяет относить их к псаммитовым тефроидам с кислой пирокластикой. Породы незначительно отличаются друг от друга степенью вторичной переработки, которая связана с процессами карбонатизации и альбитизации, а также проявляется в широком разбросе значений ТМ от anomalно низких (0.003) до высоких (0.055). Обращает на себя особое внимание то, что альбитизированными (повышенно-натриевыми) являются исключительно псаммитовые породы, тогда как алевролитовые разности имеют нормальные, а пелитовые – пониженные значения ГМ и ТМ [2]. Кроме того, алевролиты характеризуются более высокими значениями

ТМ, чем псаммиты, тогда как в нормальных осадочных породах картина должна быть обратной (закономерность Мигдисова) [3]. Эти данные свидетельствуют о вероятном вулканогенно-осадочном происхождении исследуемых толщ.

Таким образом, изученный разрез сложен вулканогенно-осадочными породами, и в среднеюрско-раннемеловое время в бассейн седиментации поступал в основном кислый пирокластический материал.

Исследование выполнено при частичной поддержке грантом РФФИ № 10-05-00718 и Программы ОНЗ-9.2.

Литература

1. Биджиев Р.А., Грошин С.И., Горшкова Е.Р., Гогина Н.И. Государственная геологическая карта СССР масштаба 1:200 000. Серия Нижнеленская. Лист R-52-VII, VIII. Объяснительная записка. Москва: Аэрогеология. 1976. 80 с.
2. Ивенсен Г.В., Кутыгин Р.В. Изменение химического состава пород как функция возраста // Концептуальные проблемы литологических исследований в России: Матер. 6-го Всерос. литол. совещ. (Казань: сентябрь 2011). Т. 1. Казань: Казанский ун-т, 2011. С. 343–346.
3. Юдович Я.Э., Кетрис М.П. Основы литохимии. СПб: Наука, 2000. 478 с.

ОСОБЕННОСТИ ПЕТРОФОНДА ГОРНЫХ ПОРОД ЕНГАНЕПЭЙСКОЙ СВИТЫ (ПОЛЯРНЫЙ УРАЛ)

А. А. Соболева¹, Ю. С. Симакова¹, В. Н. Филиппов¹, Ю. И. Морокова²¹Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар²Сыктывкарский государственный университет

soboleva@geo.komisc.ru

Енганепэйская свита, выделенная в 1942 г. К. Г. Войновским-Кригером на кряже Енганепэ и слагающая верхнюю часть комплекса доуралид на Полярном Урале, залегает на верхнерифейско-вендских вулканогенных и вулканогенно-обломочных образованиях бедамельской серии и с угловым, азимутальным и стратиграфическим несогласием перекрывается верхнекембрийско-нижнеордовикскими терригенными породами манитаньрдской серии, слагающей основание комплекса уралид. На южной периклинали Енганепэйской брахиантиклинали под отложениями манитаньрдской серии при геологической съемке (Дембовский и др., 1983 г.) была вскрыта скважиной метаморфизованная кора выветривания¹. В породах енганепэйской свиты обнаружены микрофитолиты венда [1]. По геологическим соотношениям возраст енганепэйской свиты считается поздневендско-раннекембрийским. На кряже Енганепэ свита сложена метаморфизованными в условиях зеленосланцевой фации глинистыми алевролитами, аргиллитами и тонкозернистыми песчаниками. В нижней ее части вблизи контакта с вулканитами бедамельской серии (в русле руч. Правый Изъявож) встречаются согласные прослои метаморфизованных псаммитовых туффитов мощностью до 10 см, и участками (на северном склоне г. Южная и в нижнем течении правого притока р. Манюкуяха) развиты полимиктовые пудинговые конгломераты (диамиктиты). Мощность свиты 1200–1500 м [1].

Представительный разрез енганепэйской свиты протяженностью около 800 м вскрывается долиной ручья Правый Изъявож. Он представлен ритмично переслаивающимися аргиллитами, глинистыми алевролитами и тонкозернистыми песчаниками (рис. 1, А). Часто ритмы имеют двучленное строение, и песчаники отсутствуют [3]. Породы смяты в простые пологие складки шириной 7–8 и высотой 1–2 м. В них хорошо выражен кливаж осевой плоскости.

Изучение обломочных пород позволяет определить типы петрофонда — тех горных пород, продукты разрушения которых поступали в бассейн из источников сноса. Преобладающие в разрезе метаморфизованные глинистые алевролиты (алевропелитовые сланцы) характеризуются бластоалевропелитовой структурой. Они содержат (об. %) мелкие слабоокатанные и угловатые обломки кварца (35), умеренно соссюритизированного плагиоклаза (10–15) и ксеноморфные чешуйчатые выделения хлорита, возможно — псевдоморфозы по темноцветным минера-

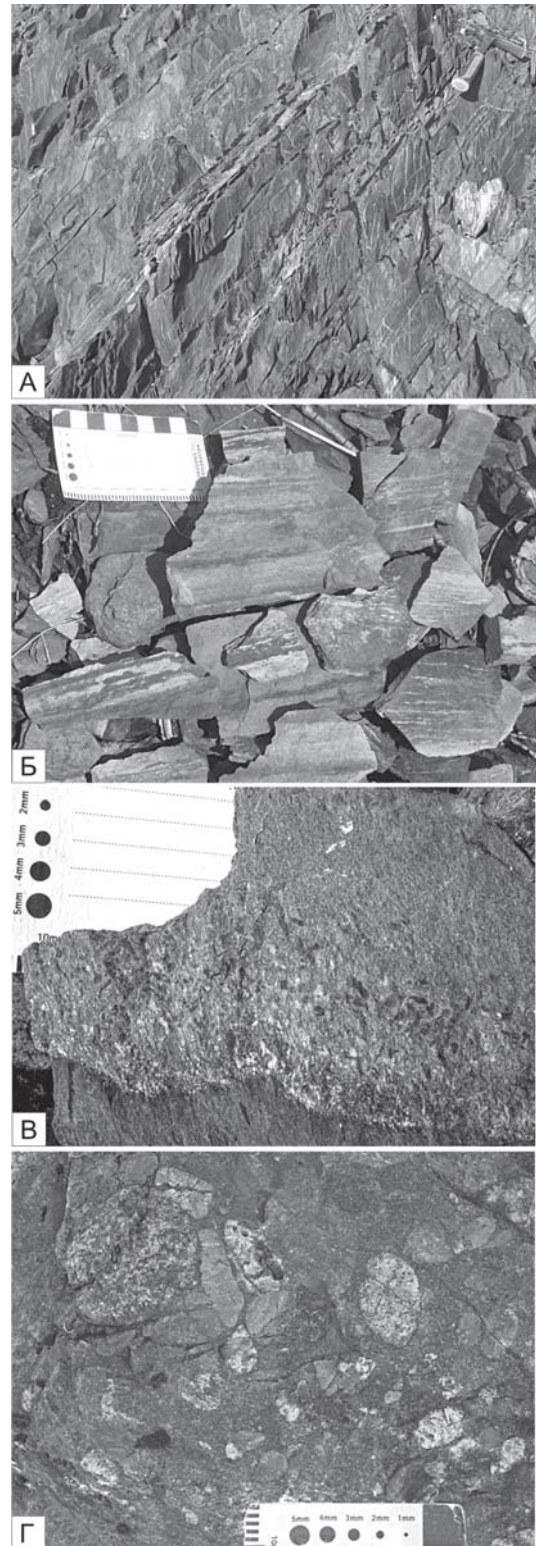


Рис. 1. Породы, слагающие енганепэйскую свиту на кряже Енганепэ: А — глинистые алевролиты с прослоями аргиллитов, Б — полосчатые аргиллиты, В — псаммитовые туффиты, Г — пудинговые конгломераты

¹Насколько мне известно, коллекция образцов Б. Я. Дембовского была утрачена при форсировании Усы на вездеходе. Поэтому ни одного химического анализа (или хотя бы шлифа), подтверждающего этот диагноз, по-видимому, не существует. *Прим. редактора.*

лам (до 5). Среди рудных минералов встречаются многочисленные кристаллы пирита кубической формы. Цемент кварц-альбит-хлорит-серицитового состава, базальный, составляет 45–50 % от объема породы.

Тонкозернистые песчаники (апопсаммитовые кварциты) из маломощных (сантиметровых) прослоев в глинистых алевролитах — полевошпат-кварцевые мелкозернистые, сложены обломками в разной степени окатанными — от неокатанных до полуокатанных. Породы имеют слоистую текстуру, бластопсаммитовую структуру, содержат обломки зерен кварца (85 об. %) и полевых шпатов (сосюритизированного плагиоклаза и альбита) и небольшое количество кубических кристаллов пирита, а также чешуек мусковита и хлорита, которые часто образуют совместные псевдоморфозы по биотиту. Цемент поровый, кварц-серицитовый, составляет примерно 15–20 % объема породы.

Некоторые обломочные породы, слагающие тонкие прослои и линзы в глинистых алевролитах из низов разреза энганепэйской свиты, являются, по-видимому, метаморфизованными псаммитовыми туффитами (рис. 1, В). Присутствие туффоидов [5] с пирокластикой андезитового и андезидацитового состава в составе энганепэйской свиты уже отмечалось на краях Энганепэ [2] и массиве Манитаньрд [6]. Породы на р. Правый Изьявож характеризуются очень плохой сортировкой практически неокатанных, часто осколчатых, обломков. Кристаллокласты представлены кварцем, пертитовым калиевым полевым шпатом, альбитом, сосюритизированным более основным плагиоклазом и хлоритом (скорее всего — хлоритизированным биотитом). Среди литокластов распознаются долериты или субвулканические андезиты, порфиновые андезиты или дациты, порфиновые дациты, афировые и порфиновые риолиты, кварцевые песчаники, кварциты, тоналиты или плагиограниты, гранит-порфиры с порфировидными выделениями калиевого полевого шпата, крупнозернистые граниты, сиенит-порфириты с трахитоидной структурой, известняки, хлорит-серицит-кварцевые сланцы. Преобладают кварциты, риолиты и дациты. Соотношение лито- и кристаллокластов примерно равное. Цемент базальный мелкозернистый кварц-хлоритовый или железистый, заполняет около 40 об. % породы.

Грубообломочные породы, встречающиеся в основании разреза энганепэйской свиты и представленные пудинговыми конгломератами (рис. 1, Г), образуют прерывистые коренные выходы в виде полосы протяженностью около 70 м по правому борту правого притока р. Манюкуяха в северной части края Энганепэ, начинаясь примерно в 300 м выше устья притока. Второе их местонахождение — на юге края, на северном склоне г. Южная. Здесь конгломераты проявляются на поверхности в основном в виде коллювиальных и делювиальных высыпок с редкими скудными коренными выходами размером первые метры. Породы пёстрые или зеленовато-серого цвета, от мелко- до крупногалечных, с существенно вулканомиктовым базальным цементом псаммитовой размерности (около 50 %). Размер об-

ломков от первых миллиметров до 15 см. Гальки имеют округлую или слегка вытянутую, иногда уплощённую форму, крупные — хорошо окатаны. По характеру сортировки обломков породы можно отнести к диамиктитам. Среди крупных галек преобладают вулканиды кислого и среднего состава, часто встречаются гальки различных гранитоидов — преобладающих биотитовых гранитов, а также гранит-порфиров, плагиогранитов и плагиогранит-порфиров, кварцевых диоритов, кроме того — кварцитов и жильного кварца. Вверх по разрезу конгломераты переходят в полимиктовые песчаники с отдельными редкими гальками. Гранитоиды из многих галек сопоставимы по минеральному и химическому составу с породами расположенного в непосредственной близости гранит-гранодиоритового массива Южный [4].

Таким образом, важным источником обломочного материала для формирования энганепэйской свиты послужили магматические породы — это был широкий спектр эффузивных пород, по-видимому, бедамельской серии и сопряженных субвулканических образований, а также гранитоиды. Присутствие в низах разреза свиты прослоев туффитов свидетельствует о том, что обломочные толщи начали накапливаться на фоне еще не закончившейся вулканической деятельности.

Глинистые породы, наряду с обломочными, также несут важную информацию о составе петрофонда. Метаморфизованные аргиллиты (филлиты) имеют тонкослоистую текстуру и бластопелитовую структуру. Микронзондовый анализ показал, что породы сложены мельчайшими зёрнами кварца и альбита, мелкими чешуйками хлорита (близкого к рипидолиту, $X(\text{Mg})$ 0.43–0.44) и светлой слюды — иллита (гидромусковита) с примесями (%) FeO 1.5–5.5, MgO 0.5–1.8, TiO₂ до 0.7 и смектита, содержащего до 6.8–14.9 % FeO, 2.2–6.7 % MgO, 0.1–0.9 % TiO₂. В качестве акцессорных минералов присутствуют минерал состава TiO₂ (с небольшими примесями Si, Al, Fe, V), монацит, содержащий 8.0–11.5 % La₂O₃, 7.7–19.5 % Nd₂O₃, 1.0–4.3 % Sm₂O₃, 0–4.7 % Pr₂O₃, 0.6–2.0 % Gd₂O₃, 0.4–1.1 % CaO, 0–1.7 ThO₂, и циркон (с 0.9 % HfO₂). Рудные минералы представлены пиритом и галенитом.

На некоторых уровнях разреза слоистость аргиллитов подчеркивается контрастной полосчатостью (рис. 1, Б), возникшей за счет наличия светло-серых, светло-кремовых, почти белых, тонких, иногда прерывистых прослоев и линз мощностью от первых мм до 3 см. Переходы к темно-зеленовато-серым аргиллитам четкие, резкие или слегка расплывчатые и постепенные. Дифрактометрические исследования показывают, что светлые прослои отличаются от более темных уменьшенным отношением хлорит/светлые слюды. Помимо хлоритовых и иллитовых в малоугловой области дифрактограмм диагностируются малоинтенсивные нецелочисленные рефлексы с $d/n \sim 31, 21, 19, 16 \text{ \AA}$ и т.д., отчасти меняющие свое положение при насыщении образца глицерином (рис. 2).

Эти отражения можно отнести к смешанослойным фазам иллит-хлоритового, смектит-хлоритово-

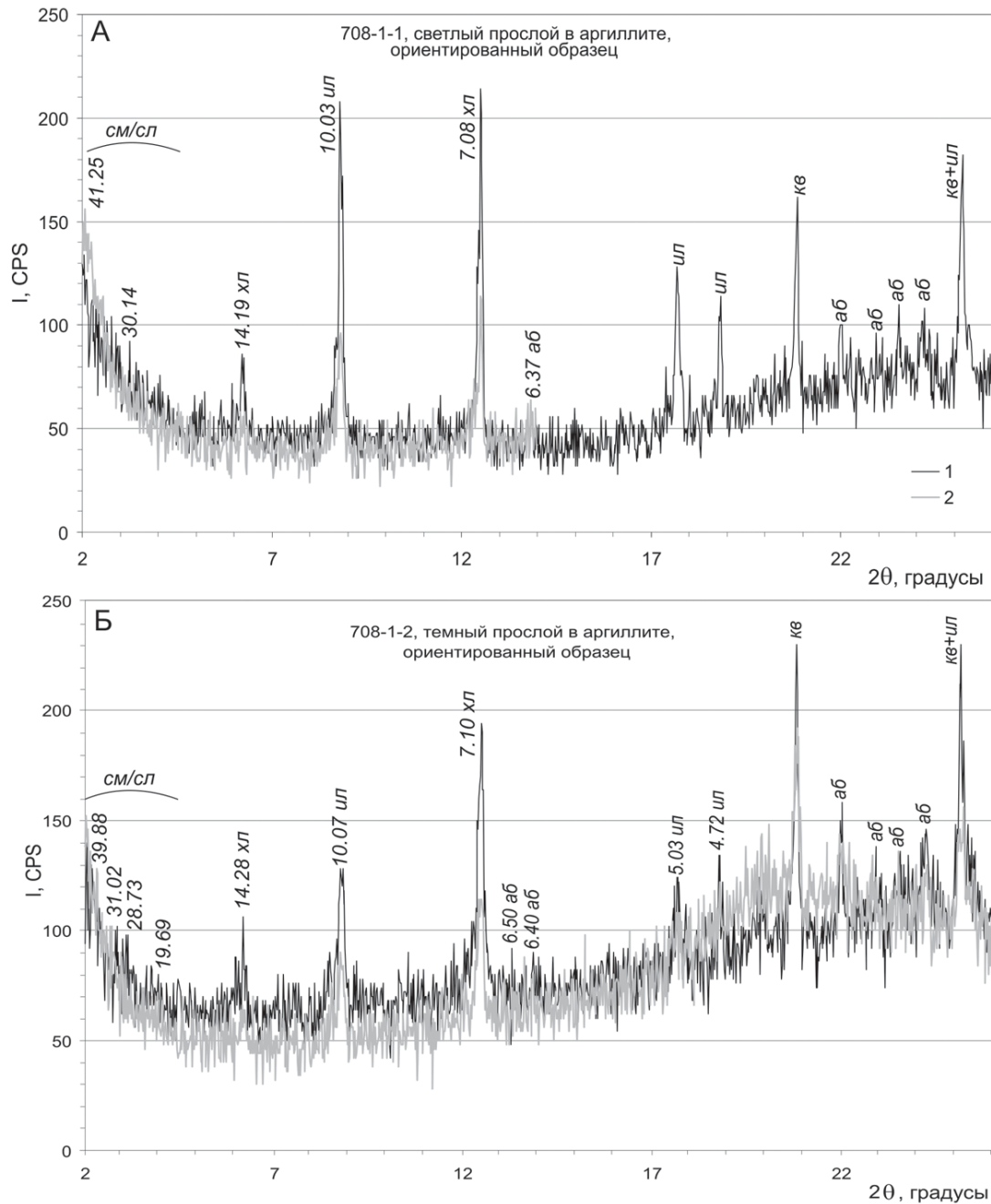


Рис. 2. Дифрактограммы для аргиллитов: А — светлый прослой, Б — темный прослой. 1 — без глицерина, 2 — с глицерином. Индексами обозначены: хл — хлорит, ил — иллит, аб — альбит, кв — кварц, см/сл — смешанослойные минералы

го и иллит-сметитового состава. Учитывая слабую измененность слоистых силикатов, можно предположить, что данные смешанослойные образования являются реликтами исходного глинистого вещества, вероятно сметитового состава.

Нанесение составов полосчатых аргиллитов (силлитов и псевдосиллитов по химической классификации [5]) на диагностическую модульную диаграмму для глинистых пород показало (рис. 3), что все точки состава темных и половина точек состава светлых аргиллитовых прослоев попадают в поле V на диаграмме, представляющее собой «стандартную» трехкомпонентную смесь хлорит + монтмориллонит (сметит) + гидрослюда (± смешанослойные минералы рядов монтмориллонит-гидрослюда и хлорит-гидрослюда) [5].

Возникновение смешанослойных минералов в таких породах связывают с гидрослюдизацией монтмориллонитов или с деградацией слюд с частичной потерей K. Часть точек попадает в область перекрытия полей V и II. Поле II — это такая комбинация глинистых минералов, в составе которой доминирует монтмориллонит, меньше каолинита и в подчиненных количествах может присутствовать гидрослюда. Смешанослойные минералы ряда каолинит — монтмориллонит, содержащиеся в таких породах, как полагают, образуются при стадийном выветривании вулканического пепла в кислой среде [5, с. 130 и ссылки в этой работе]. Однако в изучаемых образцах нами не было установлено следов каолинита. Возможно, он не сохранился при перекристаллизации пород в условиях регионального метаморфиз-

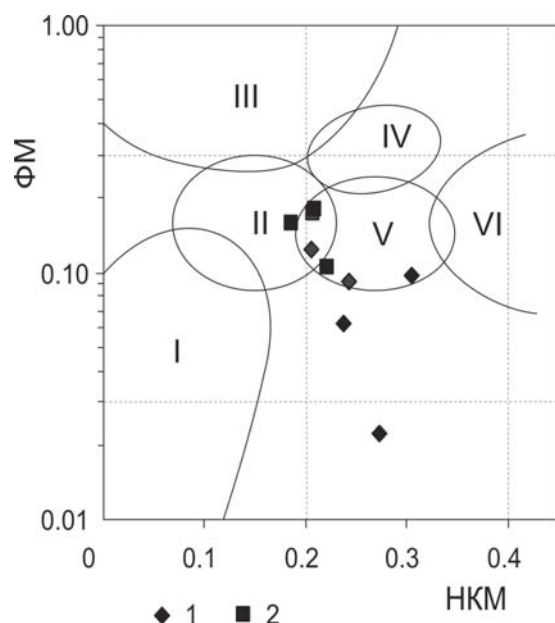


Рис. 3. Составы полосчатых аргиллитов на диагностической модульной диаграмме Я. Э. Юдовича и М. П. Кетрис [5] для глинистых пород. Аргиллиты из прослоев, обогащенных светлыми слюдами (1) и хлоритом (2). Литохимические типы глинистых пород: I — с преобладанием каолинита; II — с преобладанием монтмориллонита, меньшим количеством каолинита и подчиненным — гидрослюда; встречаются смешанослойные минералы ряда каолинит-монтмориллонит; III — с доминирующим хлоритом и примесью железистых гидрослюдов; IV — двухкомпонентная смесь хлорит + гидрослюда; V — трехкомпонентная смесь хлорит + монтмориллонит + гидрослюда (\pm смешанослойные минералы рядов монтмориллонит-гидрослюда и хлорит-гидрослюда); VI — с преобладанием гидрослюда и значительной примесью дисперсных частиц полевых шпатов

ма, или же вулканогенный материал поступал в осадочный бассейн преимущественно при размыве, уже переотлагаясь.

Таким образом, наличие реликтов смектитовых минералов в аргиллитах и особенности химического состава этих пород подтверждают широкое участие вулканического материала в петрофонде глинистых пород.

Литература

1. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000 (третье поколение). Уральская серия Лист Q-41 (Воркута). Объяснительная записка. СПб.: СПб картфабрика ВСЕГЕИ, 2005. 335 с.

2. Мизин В.И. Позднепротерозойский вулканизм Севера Урала. Л.: Наука, 1988. 175 с.

3. Никулова Н.Ю., Юдович Я.Э., Швецова И.В. Межформационный контакт уралид-доуралид на хребте Енганэ-Пэ (Полярный Урал) // Докл. РАН, 2010. Т. 433, № 4. С. 519–523.

4. Соболева А.А., Карчевский А.Ф., Ефанова Л.И. и др. Свидетельства позднерифейского гранитообразования на территории Полярного Урала // Докл. АН, 2012. Т. 442. № 4 (В печати).

5. Юдович Я.Э., Кетрис М.П. Основы литохимии. СПб.: Наука, 2000. 479 с.

6. Юдович Я.Э., Кетрис М.П., Никулова Н.Ю. и др. Литохимия верхнедокембрийских отложений на хребте Манитанырд, Полярный Урал // Докл. РАН, 2010. Т. 431. № 1. С. 95–101.

ВУЛКАНИЗМ И РУДОГЕНЕЗ

Зачаточный рудогенез в пеплах и субмаринных эффузиях

АКЦЕССОРНЫЕ РУДНЫЕ МИНЕРАЛЫ ПЕПЛОВ ДЕЙСТВУЮЩИХ ВУЛКАНОВ КАМЧАТКИ КАК ФАКТОР ПЕРЕНОСА РУДООБРАЗУЮЩИХ КОМПОНЕНТОВ СОВРЕМЕННЫМИ МАГМАТОГЕННЫМИ ФЛЮИДНЫМИ СИСТЕМАМИ

Г. А. Карпов¹, А. В. Мохов², Т. А. Горностаева², А. Г. Николаева¹¹Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский²Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, Москва

karpovga@kscnet.ru

Исследования на Большом трещинном Толбачинском извержении 1975–1976 гг. на Камчатке впервые позволили сделать определения содержания большого ряда химических элементов в качественно отобранных пробах вулканических газов и их конденсатов при температурах до 1000 °С. Были определены масштабы выноса элементов вулканическими эксгалляциями — производными расплава магнезиальных базальтов, поступавших на поверхность с большой скоростью из области верхней мантии [8]. Дифференциация многокомпонентной газовой фазы в приповерхностных условиях кратерной зоны на Северном прорыве БТТИ привела к образованию рудопроявлений меди, цинка и других металлов, в том числе — золота, серебра, меди, свинца, висмута, вольфрама, интерметаллических соединений, сульфатов, окисульфатов, хлоридов и оксихлоридов Cu, Zn, Pb, Fe, Al, V, Te, Se, Bi, оксидов железа и меди [1–4]. Доказательством переноса рудных компонентов современными магматогенными флюидными системами является и обнаружение нами большого числа рудных образований в пеплах действующих вулканов Камчатки [5–7]. В настоящем сообщении дается информация об акцессорных рудных минералах пеплов Корякского и Карымского вулканов.

Минералогия пеплов Корякского вулкана. Эксплозивное извержение Корякского вулкана началось в октябре 2008 г. с выброса пепла и парогазовой смеси из двух жерл, расположенных в привершинной, северо-западной части склона вулкана. Пепел этого извержения отличается тонкодисперсностью и светлым цветом. По исследованиям Л. П. Аникина в составе легкой фракции присутствуют полевые шпаты, кварц, вулканическое стекло. В тяжелой фракции установлены амфибол, пироксены, оливин, шпинель, карбид кремния (?), корунд, графит, рутил, гранаты, пирит. Нами пепел отобран в мае 2009 г., на расстоянии более 20 км от вулкана, со снега. В составе пепла, помимо указанных выше минералов, большое место занимали субмикронной размерности шариковидные образования оксида железа, с дендритовидной структурой поверхности (рис. 1).

При этом удалось обнаружить, что они являются полыми (рис. 2).

Обычными были также шариковидные, кавернозные зерна самородной серы (рис. 3) и тонкодисперсного пирита.

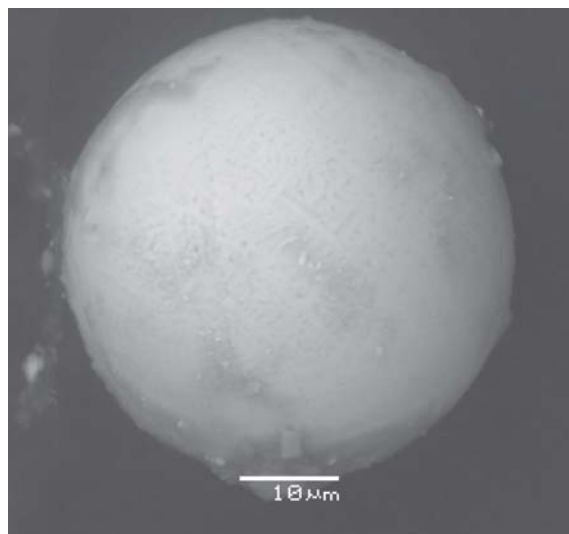


Рис. 1. Шариковидные образования FeO с дендритовидной структурой поверхности

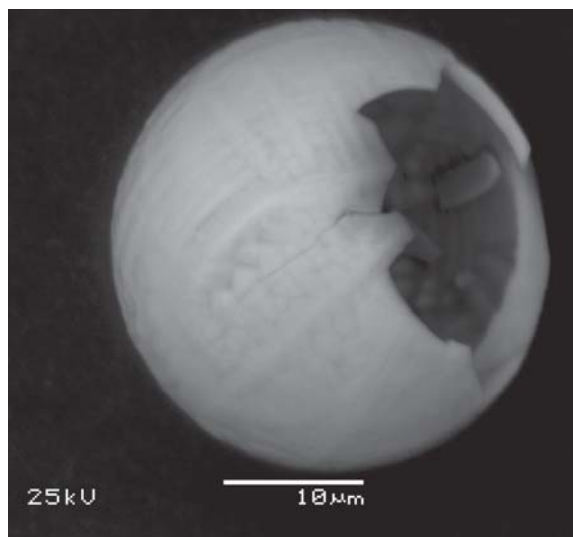


Рис. 2. Полый шарик FeO

Интерес вызвало обнаружение зерна размером около 100 мкм, которое состояло из агрегата микронных зерен сульфида железа (рис. 4), на которых заметны включения еще более мелких зерен самородного Mo или (MoS₂?).

В энергодисперсионном спектре этого вещества хорошо проявлены линии молибдена (рис. 5).

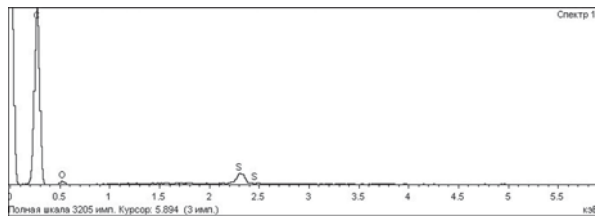
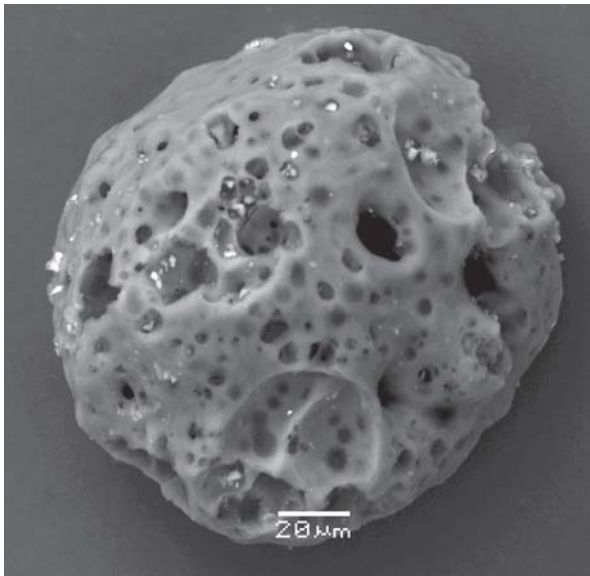


Рис. 3. Общий вид шариковидной частицы самородной серы и ее ЭДС



Рис. 4. Агрегат зерен FeS_2 с включениями Мо или $(\text{MoS}_2?)$

Встречены также единичные зерна угловатой формы, состав которых представлен интерметаллическими соединениями Fe, Mn, Cr, Ni, Ti и Cu (рис. 6).

Минералогия пеплов Карымского вулкана. Извержение Карымского вулкана, начавшееся 2 января 1996 г., продолжается и по состоянию на декабрь 2011 г. По своему механизму оно относится к вулканско-стромболианскому типу, для которого характерны многочисленные, иногда очень мощные, взрывы и большой объем извергаемого газопеплового материала. Карымский пепел характеризуется темно-серым цветом, большой вариабельностью размеров частиц, но довольно хорошей выдержанностью химического состава [6]. Минералогия Карымских пеплов нами изучается с 1996 г. и уже достаточно хорошо описана [5–7]. В них определены многочисленные зерна самородных Fe, Al, а также Cu, Zn, оксидов и сульфидов железа. Интересны находки субмикронных зерен самородного серебра (рис. 7), состоящих из агрегата тончайших листочков микронной размерности.

Кроме того, неоднократно встречены удлиненные, сложной морфологии и довольно крупные зерна, состоящие из агрегата тонких пластин, в составе которых определены Fe, Mn, Co, Ni, Cr, Mo, Ti и другие элементы (рис. 8).

Заключение. Приведенный материал позволяет сделать вывод о том, что современные вулканогенные флюидные системы имеют рудную нагрузку, т.е. являются рудоносными. Часто наблюдаемые в составе одной и той же пробы пеплов разновалентные (от максимально восстановленных до окисленных) состояния рудных компонентов свидетельствуют о

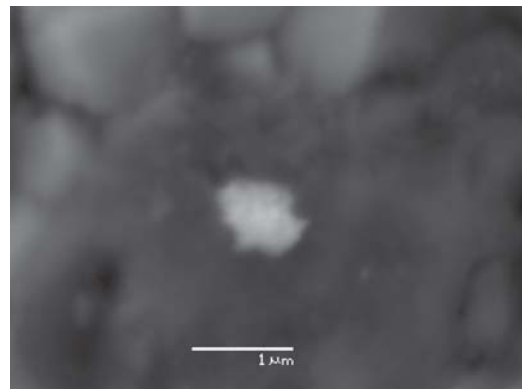
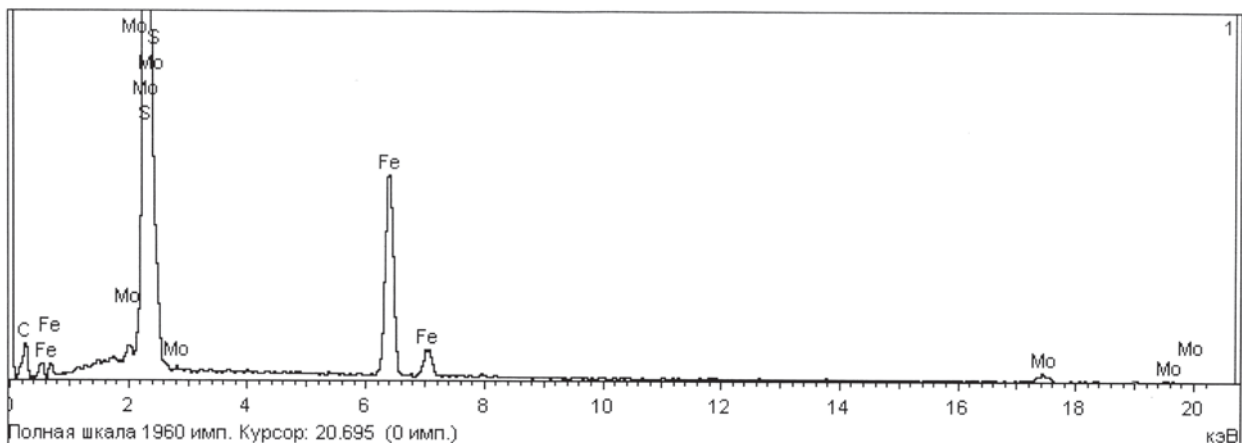


Рис. 5. Зерно Мо или $(\text{MoS}_2?)$ в поле кристаллитов FeS_2 и его ЭДС (внизу)



5. Карнов Г.А., Штеренберг Л.Е., Золотарев Б.П. и др. Рудные минералы в пеплах вулкана Карымский (извержение — январь 1996 г.) // Вулканология и сейсмология. 1999. № 2. С. 24–28.

6. Карнов Г.А., Мохов А.В. Акцессорные рудные минералы эруптивных пеплов андезитовых вулканов Камчатки // Вулканология и сейсмология. 2004. № 4. С. 41–49.

7. Карнов Г.А., Мохов А.В. Микрочастицы самородных металлов, сульфидов и оксидов в андезитовых пеплах Карымского вулкана // Вулканология и сейсмология. 2010. № 3. С. 19–35.

8. Меняйлов И.А., Никитина Л.П., Шанарь В.Н. Геохимические особенности эксгальций Большого трещинного Толбачинского извержения. М.: Наука, 1980. 235 с.

ВЫСОКОТЕМПЕРАТУРНЫЕ ГЛУБОКОВОДНЫЕ ВТОРИЧНЫЕ ПРЕОБРАЗОВАНИЯ УЛЬТРАОСНОВНЫХ ВУЛКАНИТОВ

В. В. Петрова, С. Г. Сколотнев, Н. В. Горькова, А. Т. Савичев

Геологический институт РАН, Москва

v.petrova.v@gmail.com

В 24-ом рейсе НИС «Академик Сергей Вавилов» со склонов подводного хребта Витория-Триндади (Южная Атлантика, западная часть Бразильской котловины), были драгированы базальты, химический состав которых (среднее из 9 анализов, вес. %): SiO₂ 32.86; TiO₂ 4.54; Al₂O₃ 13.97; Fe₂O₃ 11.93; FeO 4.59; MnO 0.22; MgO 7.25; CaO 11.11; Na₂O 1.65; K₂O 1.04; P₂O₅ 3.01; S 0.11; п.п.п. 7.07 [1].

Структура базальтов порфиристая. **Основная масса** мелко- и средне-кристаллическая, диабазово-офитовая, содержащая примерно равные количества (по 15–25 %) плохо ограненных микролитов плагиоклаза, клинопироксена, изометричных и скелетных зерен титаномагнетита, чешуйчатого матрикса (5–10 %) и единичных микролитов оливина. **Вкрапленники** состоят из оливина — Fo_{0.67–0.69} (размер 0.5–2 мм), клинопироксена (Mg = 0.74 и Fe = 0.21 ф.е), т.е. промежуточного состава между диопсидом и геденбергом, ближе к диопсиду, который можно определить, как авгит (размер 3–10, редко до 20 мм) и титаномагнетита (размер до 1 мм). **Акцессорные минералы** представлены сульфидами и шпинелью. Пористость породы 5–15 %, округлые поры диаметром 0.5–3 мм пустые, либо частично заполнены вторичными минералами, преимущественно филлипситом. **Поздние минералы**, как аутигенные, так и вторичные, выполняют плохо раскристаллизованный матрикс, образуют псевдоморфозы по вкрапленникам оливина и частично заполняют пустоты: везикулы и различные трещинки. Их общий объем в породе может достигать 30 %.

Особенности аутигенного и вторичного минералообразования. *Вкрапленники титаномагнетита, пироксена и все микролиты* — не изменены. *Вкрапленники оливина* практически полностью преобразованы и визуально представляют собой изометричные или псевдотаблитчатые псевдокристаллы, окрашенные в рыжие или рыже-желтые тона, имеющие рыхлую или более плотную текстуру и таблитчатую отдельность. Просмотр шлифов под микроскопом и рентгеноструктурный анализ отобранных псевдокристаллов

показывают, что оптические свойства и структура минерала-хозяина (оливина) в них частично сохраняются. При этом на рентгенограммах помимо отражений оливина имеется гало в области 4.24 Å, которое можно отнести к аморфным разновидностям гидроксидов железа, и серия слабых отражений в области 13 Å, которые могут принадлежать смектиту. Детали этого преобразования рассмотрены ниже.

При замещении габитус кристаллов оливина не изменяется, но по их внутреннему контуру возникает довольно плотная зона с повышенным содержанием железа и титана. В центральных и отстоящих от краев зонах псевдокристаллов происходит частичное изменение или даже полное (до образования свободных пространств) выщелачивание. Микронзондовый анализ показывает, что состав реликтовых участков отличается по химизму, что визуально проявляется в их разной отражательной способности. Серые (в лучах микронзонда) зоны — близки по составу к неизменному оливину, более светлые — максимально обогащены железом и титаном.

Применение сканирующего электронного микроскопа, оснащенного энергодисперсионной приставкой, позволяет проследить детали процесса преобразования единого кристалла. Наименьшему изменению подвержена наиболее плотная часть реликтового кристалла. Попытка пересчета химического анализа из этой зоны, как на состав оливина, так и на состав слоистого алюмосиликата, не дает внятных результатов. Поэтому можно предположить, что в наиболее плотных частях измененного оливина присутствуют только остаточные (минерал-хозяин) или зародышевые (вторичный минерал) фрагменты их структур, которые проявлены на микроуровнях и не улавливаются даже точечным анализом. Тем не менее, очевидно, что уже на этом этапе разрушения первичного минерала осуществляется привнос алюминия и небольшого количества фосфора в зону реакции. Ощущается недостаток кремния. Возможно, на начальных стадиях разрушения оливина, освободившиеся позиции Si заполняются избыточным Al, который

в какой-то мере задерживает процесс разрушения. Можно предположить, что в наиболее плотных участках структура оливина сохраняется и является более-менее устойчивой, по-видимому, до тех пор, пока из нее выносятся не более 5–10 % SiO_2 и примерно 30 % MgO .

Наряду с этим, в зону реакции помимо Al, приносятся незначительные количества Na, K, Ca, и создаются условия для концентрации остаточных Fe и Ti. Такое перераспределение элементов создает возможность для новообразования структур диоктаэдрических [(Fe+Mg) ~ 2] смектитов. Эти зоны имеют более светлый оттенок поверхности. При наличии достаточного количества избыточного Al, в таких зонах начинается кристаллизация триоктаэдрического смектита [(Fe+Mg+Al) ~ 3]. Размер листочков новообразованных смектитов порядка 1 мкм, и они различимы только при очень больших увеличениях электронного микроскопа.

Значительный вынос кремнезема приводит к полному разрушению структуры первичного оливина и формированию остаточных лентовидных образований, состоящих из смеси гидроксидов Fe, Mg, Al. При этом, чем ближе к краевым зонам лент, тем выше содержание в них Fe, вплоть до выпадения почти чистого железа. По-видимому, процентное увеличение содержания Fe происходит не в результате его привноса извне, а за счет уменьшения количества Si и Mg в замкнутом объеме разрушающегося кристалла оливина.

Следует отметить, что только в ленточных образованиях отмечено незначительное содержание Rb. По-прежнему осуществляется привнос небольших количеств P, Na, K, Ca, Ti. При избытке Al на этом этапе в незначительном количестве могут формироваться водные алюмофосфаты [типа $\text{Al}_n(\text{PO}_4)(\text{OH})_m$].

Процесс образования ленточных структур сопровождается увеличением пористости. В порах «встречаются» как вынесенные из оливина компоненты, так и привнесенные извне. Результатом их взаимодействия является новообразование триоктаэдрических смектитов, (Ca-Sr)-фосфата группы флоренсита ряда крандаллита-гояцита, и на более удаленном расстоянии (K-Na) цеолита – филлипсита.

Таким образом, минеральный замещающий комплекс по оливину состоит из ассоциации смектитов, гидроксидов Fe, Mg, Al, свободного Fe и водных алюмофосфатов. При полном разрушении оливина в свободных пространствах кристаллизуются смектиты, фосфаты и на поздних стадиях – цеолиты.

Матрикс. После кристаллизации вкрапленников и основной массы в породе сохраняется неболь-

шое количество бурого или зеленовато-бурого аморфного остаточного субстрата. В его химическом составе обращает на себя внимание избыточное содержание (20 % и более) воды и летучих (SO_3 , Cl) компонентов, высокое содержание Al_2O_3 (13–23 %), P_2O_5 (1.5–6 %) и низкое – SiO_2 (20–27 %) и FeO (3–15 %, редко выше). Этот состав позволяет сделать вывод о том, что при кристаллизации породы остаточные порции расплава были обогащены летучими компонентами, фосфором и алюминием. О высоком потенциале летучих компонентов свидетельствует и значительная пористость матрикса, увеличивающаяся в наиболее проницаемых участках базальта.

С помощью СЭМ устанавливается, что преобразование матрикса (частичное растворение, разложение) происходит путем формирования как свободных пространств, так и заполняющих эти пространства минеральных новообразований, имеющих игольчатую или паутиновидную форму. Матрикс как бы делится на силикатную (паутиновидную) и мафическую (игольчатую) составляющие.

Выделение игольчатых новообразований, содержащих максимальное количество железа и титана, начинается еще на последнем этапе кристаллизации остаточного магматического расплава. Об этом свидетельствует тесная ассоциация первой генерации игольчатых минералов с микролитами плагиоклаза. Иглы этой генерации (поздний титаномагнетит) чаще всего пронзают микролиты плагиоклаза и кристаллизуются одновременно или чуть позже последних. В отличие от титаномагнетитов, выделившихся ранее в процессе кристаллизации лавы, поздний титаномагнетит содержит намного меньше Mg, меньше Sr и Al, но больше Ca, K, P и летучих SO_3 и Cl, а в отличие от гидроксидов Fe, кристаллизующихся позже, обогащен железом.

Кристаллизуясь последовательно и постепенно теряя железо, игольчатые выделения образуют своеобразные ступенчатые структуры, иногда погруженные в рыхлую паутиноподобную «канву». Выделяется четыре типа химических составов игольчатых минералов, последовательно сменяющих друг друга (табл.). Следует отметить, что количество летучих компонентов (SO_3 и Cl) увеличивается в слюдках, а фосфор накапливается в остаточной силикатной части измененного матрикса.

Обсуждение результатов и выводы. Однородность минерального состава базальтов, отсутствие в них зональных вкрапленников, широкое распространение включений высокотемпературного хромистого титаномагнетита, диабазово-офитовая структура

Химический состав новообразований (%), замещающих стекловатый матрикс

Новообразованные фазы		SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	FeO	MgO	P_2O_5
Игольчатые	Fe-Ti-оксиды	0.4–6.3	13–17	2.7–4.4	60–65	до 1.5	0–0.5
	Fe-Ti-гидроксиды	6–8	16–30	3–10	30–55	1.2–2.8	0.5–2
	Fe-Si-Mg-гидроксиды	30–35	0.4–1.6	2.4–8	30–40	11–14	0.9–2.2
	Si-Mg-Fe-слюдки	23–33	2.5–7.0	14–18	14–18	4–11	0.9–4
Паутиновидные		26–28	14–15.5	10–12	15–25	до 5	5.5–11

основной массы — свидетельства спокойной глубинной кристаллизации расплава. Последними из породообразующих минералов кристаллизовались микролиты плаггиоклаза. Их редко встречающийся состав — К-андезин-лабрадор (плаггиоклаз с тройным изоморфизмом в щелочах), позволяет ограничить последний этап кристаллизации основной массы породы интервалом температур 900–600 °С и относительно низкими значениями давления [2]. Нечеткие, размытые, местами растворенные контуры микролитов К-андезин-лабрадора позволяют считать, что на конечных этапах кристаллизации основной массы породы температура и давление приближались к возможной нижней границе кристаллизации плаггиоклаза этого состава, т.е. к параметрам, характерным для изливающейся лавы. К этому моменту количество нераскристаллизованного остаточного расплава составляло не более 10 % объема породы.

Как отмечалось выше, первый, титаномагнетитовый, тип игольчатых выделений, образуется чуть позже или одновременно с анортоклазом, т.е. из последних порций остаточного расплава (~600 °С и низкое давление). Судя по морфологии выделений, положению их в пустотах выщелачивания, ассоциации с «паутиновидным» Si-Ti-Al-реститом и обогащению титаномагнетита несвойственными ему летучими компонентами и фосфором, кристаллизация первой игольчатой генерации происходила благодаря разделению остаточного расплава на силикатную и мафическую составляющие. Такое разделение могло быть вызвано выходом летучих компонентов из остаточного расплава и невозможностью их полного удаления (как это бывает при наземных извержениях) вследствие перекрывающего давления массы океанической воды, плотность которой значительно выше плотности воздуха.

При последующем охлаждении излившейся лавы и появляющейся возможности вхождения в нее воды начинается кристаллизация игольчатых гидроксидов Fe и Fe+Si, а также игольчатой слюды (биотита). По мере остывания лавы ассоциации маловодных и малогазонасыщенных аутигенных минералов (оксидов, слюд) сменяются ассоциациями водо- и газосодержащих минералов. И в породе, и в свободных пространствах увеличивается содержание OH, Cl, SO₃. На последних низкотемпературных этапах происходит кристаллизация последовательно сменяющихся друг друга морфологических разновидностей цеолита (филли-

пита) и смектита, заполняющих свободные пространства.

Одновременно с кристаллизацией и распадом остаточного расплава агрессивные газы смогли вступить в реакцию с оливином. О том, что разрушение оливина происходит в условиях пропаривания при высокой агрессивности летучих компонентов, свидетельствуют фиксированное в пространстве разложение кристаллов, перераспределение элементов «in situ», привнос в зону реакции Al и P и формирование краевых барьеров из остаточного железа. Процесс разложения вкрапленников оливина осуществляется стадийно. Первоначально происходит разрыхление структуры минерала-хозяина, затем переотложение слабо мобильных компонентов (Fe), далее идет формирование новообразованных и устойчивых в изменившихся условиях минеральных лентовидных структур, состоящих из смеси гидроксидов Fe, Mg, Al, и зародышей ди- и триоктаэдрических смектитов. На последних этапах появляются водные минералы (цеолиты, фосфаты), морфология которых позволяет предполагать, что они формировались из парогазовой смеси по принципу возгонов.

На самых низкотемпературных этапах аутигенного минералообразования вдоль стенок газовых пустот и других свободных пространств происходит кристаллизация смектитов, фосфатов (гояцита-крандаллита) и веерообразных хорошо окристаллизованных филлипситов.

Рудные компоненты, такие как Cu, V, Cr, Ni, Zn, Al и др. входят в состав минералов, образующихся на всем протяжении процесса аутигенного минералообразования, но на последних стадиях количество V, Cr, Ni — уменьшается, количество Ba, Sr, Zn, Al, K, Cl, SO₃ — увеличивается, а Fe, Ti, Rb — перераспределяются. Кремний, вне всякого сомнения, перераспределяется, но возможно, какая-то его часть накапливается. Избыточный кремнезем может реализовываться как кварц, а в ассоциации с ним могут присутствовать сульфиды.

Литература

1. Сколотнев С.Г., Пейве А.А., Турко Н.Н. Новые данные о строении подводного хребта Витория-Триндади (запад Бразильской котловины, Южная Атлантика) // Докл. РАН. 2010. Т. 431. № 5. С. 656–661.
2. Минералы / Отв. ред. Бокий Г.Б., Боруцкий Б.Е. М.: Наука, 2003. Т. V. Вып. 1. 583 с.

Фосфатно-железные руды в девоне Горного Алтая

ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНЫЙ РУДОГЕНЕЗ ХОЛЗУНСКОГО РУДНОГО ПОЛЯ ГОРНОГО АЛТАЯ

А. И. Гусев

Алтайская государственная академия образования, Бийск

anzerg@mail.ru

Холзунское рудное поле расположено в приграничной полосе Республики Алтай и Казахстана, на водоразделе рек Хайдун и Таловый Тургусун на абсолютных отметках 1700–2000 м. На месторождении выделены участки: *Тургусунский* в бассейне р. Таловый Тургусун, *Перевальный* на водоразделе рек Хайдун и Таловый Тургусун и *Северный* в верховьях р. Хайдун.

Рудовмещающая толща Холзунского ванадийсодержащего апатит-магнетитового месторождения сложена вулканогенно-осадочными образованиями коргонской свиты (D_{1-2} krg). В составе холзунского рудоносного горизонта выделяются две толщи: **нижняя осадочно-вулканогенная** с эффузивными породами существенно трахитового, пантеллеритового, риолитового, реже трахиандезитового и трахиальтового составов и **верхняя вулканогенно-осадочная** с эффузивными породами преимущественно умеренно-щелочного риолитового состава с редкими комендитами. Обе толщи содержат горизонты и линзы магнетитовых, апатит-магнетитовых, магнетит-гематитовых руд, а также марганценозные горизонты и слои. Главный рудный горизонт, включающий Холзунское апатит-магнетитовое месторождение, локализуется в основании верхней толщи, почти на границе с нижней [1, 2].

В подошве горизонта апатит-магнетитовых руд расположена наиболее мощная пачка фельзитов. В подошве и кровле пачки преобладают шаровые разности, а в центральной – ленточные (флюидално-полосчатые). «Шары» – это эллипсоидальные и лепёшковидные обособления размерами от нескольких миллиметров до 6 см. Распространены они в фельзите неравномерно и сложены кварцем и калиевым полевым шпатом¹. Внешние каёмки шаров обогащены мельчайшей сыпью гематита, магнетита и титаномагнетита. Связующая масса шаровых фельзитов состоит из калиевого полевого шпата (60–65 %), кварца (15–20 %, альбита (до 15 %), рудных минералов (до 5 %), единичных зёрен апатита, циркона, редко флюорита. В ленточных фельзитах чередуются полосы с различной степенью раскристаллизации вулканического стекла, разной обогащённостью дисперсным рудным веществом и разным минеральным составом. Они состоят из калиевого полевого шпата и кварца, а также подчинённых альбита, серицита, магнетита, гематита, апатита, циркона, рутила. Структура ленточных фельзитов микроаллотриоморфнозернистая. Во всех разновидностях фельзитов наблюдаются ми-

нимальные содержания оксидов титана и фосфора, Cr, Cu, Ni, Zn, Sc, Sn, Be, Eu, Ho, Er и высокие значения отношений $(La/Yb)_N$ и $(La/Sm)_N$, указывающие на более интенсивно проявленный тип дифференциации РЗЭ по сравнению с мафическими вулканитами.

Пирокластические породы кислого состава располагаются выше фельзитов, местами вмещают рудные тела апатит-магнетитовых и гематитовых руд. Среди них выделяются массивные и шаровые туфы: агломератовые, псефитовые, псаммитовые и алевритовые. По составу обломков различаются кристалло-, витро- и литокластические разности. Большую долю пирокластитов составляют игнимбриты, состоящие из псаммитового, алевритового витрокластического и кристалловитрокластического материала. Наиболее сваренные разности игнимбритов приурочены к центральным частям пластов. Они имеют характерные пламеневидные фьямме тёмно-серого, лилового или розового цвета, длиной от нескольких сантиметров до 12–15 см. В игнимбритах наблюдаются редкие обломки кварца, полевых шпатов, кислых вулканитов. Текстура флюидалная, обусловленная ориентированным расположением вытянутых обломков и фьямме. Микроскопически в игнимбритах отмечаются реликты пепловой структуры. Пепловые частички также имеют флюидалное расположение, подчёркиваемое рудной пылью магнетита, гематита, рутила, образующей своеобразные каёмки вокруг пепловых фрагментов.

Основными рудовмещающими породами для железных руд являются осадочно-вулканокластические туффиты псефитовой, псаммитовой, алевритовой и пелитовой размерности, в особенности – алевритовые и мелкозернистые псаммитовые породы. А для эксгалационно-осадочного свинцово-цинкового оруденения типа SEDEX рудовмещающими являются алевритовые и пелитовые туффиты с повышенным содержанием органического и карбонатного материала и тонкорассеянными сульфидами. Обычно такие туффиты отчётливо слоистые, местами с сохранившимися следами ряби течения или волнения, нередко с внутрислоистыми оползневыми текстурами. Кластический слабо сортированный материал всех разновидностей туффитов представлен кварцем, калиевым полевым шпатом, альбитом, эпидотом, магнетитом, титаномагнетитом, тремолитом, гематитом, цирконом, ильменитом и обломками вулканитов преимущественно кислого состава. Цемент зернистых пород

¹ Обращаем внимание читателя на то, что происхождение таких шаров в риолитах было объяснено акад. А.А.Маракушевым в терминах механизма «агнаит-плюмазитового расщепления», когда щелочи уходят в полевые шпаты шаров, а остаточное стекло становится низкощелочным – более «плюмазитовым» (подробнее об этом см. в статье «Ультраплюмазитовая витрокластическая Или о пользе наноминералогии» (Вестник Ин-та геологии УрО РАН, 2007, № 9, с. 4–8). – *Прим. редактора.*

чаще всего базальный, поровый, соприкосновения. Он представлен перемытой и изменённой вторичными процессами тонкозернистой вулканической тефрой, которая иногда обогащена карбонатным или органическим материалом. Рудное вещество может полностью слагать цемент зернистых разностей туффитов. Нередки случаи постепенного перехода туффитов в гематитовые, магнетит-гематитовые, апатит-магнетитовые руды. На выклинках железорудных тел пелитовые туффиты иногда переслаиваются с прослоями сульфидов пирита, пирротина, сфалерита и галенита, иногда с образованием своеобразного «рудного флиша».

Рудную зону Холзунского месторождения слагают (в %): магнетитовые руды — 25, апоалюмосиликатные альбитовые с биотитом и актинолитом сланцы — 25, апокарбонатные биотит-альбит-кальцитовые и эпидот-актинолитовые сланцы — 21, порфиroidы по риолитам — 16, порфиroidы по кварцевым порфирам и фельзит-порфирам — 7, альбититы — 6. Основу промышленных запасов железных руд составляют гидросиликатно-магнетитовые руды с повышенным содержанием апатита. (В рудах обильны гидроксил-содержащие силикаты — серицит, биотит, амфибол, эпидот). Относительно богатые руды Тургусунского участка (56 % разведанных запасов руд месторождения) имеют актинолит-биотит-магнетитовый состав при подчинённой роли альбита. Наиболее бедные биотит-альбит-магнетитовые руды развиты на Перевальном участке. К бедным относятся также карбонат-гидросиликат-магнетитовые руды, составляющие в сумме 25 % запасов. Остальные типы руд (сульфидно-магнетитовые, апатит-магнетитовые и др.) имеют подчинённое значение. Запасы руд месторождения Холзун составляют: категорий А+В+С₁ — 407.6 млн. т, категории С₂ 272.5 млн. т со средним содержанием железа 28.9 %. Запасы спекулярита промышленных категорий составляют 102 млн. т [1].

Апатит-магнетитовые руды в виде жил залегают на юго-западном фланге рудного поля среди порфиритов подрудной пачки. Из сульфидов отмечены пирит, пирротин, борнит, халькопирит, сфалерит, образующие вкрапленность, реже гнёзда и линзочки размерами до 2–3 см. При этом наблюдается зональность в распределении сульфидов: пирит и пирротин тяготеют к центральной части рудной залежи, а сфалерит, халькопирит, борнит — к периферии.

В пределах Холзунского рудного поля выполнено переопробование нижнего рудоносного горизонта Тургусунского участка, где Э. Г. Кассандровым в 1969–1970 гг. было выявлено проявление редких земель [3]. Эти руды локализуются среди пелитовых туффитов. В пробах-протоколках и в шлифах поми-

мо апатита нами установлены ортит и монацит, нередко ассоциирующие с цериевым эпидотом и калиевым полевым шпатом. Содержание иттрия в штучных пробах составили 0.52–1.34 %. Аналогичные руды с ортитом и монацитом выявлены нами на Перевальном и Северном участках Холзунского рудного поля в тесной ассоциации с апатитом, эпидотом, спекуляритом. В этой связи определённый интерес представляет вся полоса распространения рудоносного горизонта от Холзуна до Коргона (более 70 км) и проявления железа оксидного типа.

В последние годы на выклинках основных железорудных тел установлено эксгальционно-осадочное оруденение типа SEDEX, которое размещается среди пелитовых туффитов. На Северном участке и на проявлениях Кульду, Коксинское I в верхней части основного горизонта гематитовых руд среди пелитовых туффитов с органическим материалом установлены слоистые пирит-сфалерит-галенитовые руды. Мощность сульфидных прослоев варьирует от 0.5 до 5 мм. Для этого горизонта туффитов, имеющих мощность от 2 до 5 м, характерны повышенная карбонатность, обилие тонких прослоев пирита, имеющего глобулярное строение, и пирротина. В перекрывающих туффитах отмечаются диагенетические конкреции пирита и редкие секреты карбонатного состава размерами от 2 до 5 см. Внутри секреты отмечаются пирит, пирротин, сфалерит, ассоциирующие с кварцем и сидеритом. По простиранию этих рудных тел установлены гипогенные виллемитовые руды с редкими выделениями пирита и сфалерита.

Итак, в пределах рудного поля имеется неизученное эксгальционно-осадочное свинцово-цинковое оруденение, а в апатит-магнетитовых рудах — редкоземельное оруденение с собственными минералами РЗЭ (ортит, монацит), а также с минералами, обогащёнными редкими землями (цериевый эпидот) [4].

Литература

1. Гусев А.И., Гусев Н.И. Месторождения спекулярита Горного Алтая // Руды и металлы, 2007. № 2. С. 33–42.
2. Гусев А.И., Гусев Н.И. Холзунская рудно-магматическая система (V-P-Fe) — Горный Алтай // Отечественная геология, 2010. № 2. С. 38–46.
3. Кассандров Э.Г., Иванов В.И. Геология и генезис апатит-магнетитовых месторождений Алтая. М.: Недра, 1979. 136 с.
4. Кременецкий А.А., Гусев А.И., Гусев Н.И. и др. Высокотемпературные лавы Холзунского апатит-магнетитового месторождения // Природные ресурсы Горного Алтая: геология, геофизика, экология, минеральные, водные и лесные ресурсы Алтая. Горно-Алтайск, 2009. № 1. С. 45–49.

Полиметалльный рудогенез типа SEDEX

ПРИЗНАКИ ВУЛКАНОГЕННОГО МАТЕРИАЛА В МЕСТОРОЖДЕНИЯХ И ПРОЯВЛЕНИЯХ ТИПА SEDEX ВЕНД-КЕМБРИЙСКОГО УРОВНЯ ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ АЛТАЕ-САЯНСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ ОБЛАСТИ

А. И. Гусев

Алтайская государственная академия образования, Бийск

anzerg@mail.ru

Стратиформное оруденение типа SEDEX в углеродисто-кремнисто-сланцевых разрезах формирует супергигантские месторождения свинца, цинка, серебра [2, 3]. Достаточно отметить, что комплексные месторождения этого типа (Ред Дог на Аляске) содержат мирового класса объекты с суммарными запасами и ресурсами цинка свыше 140 млн. т. (средние содержания в рудах цинка 16.6 %, свинца — 4.6 %) [2]. Львиную долю свинцово-цинковых руд в мировом балансе составляют именно месторождения типа SEDEX [1]. Обычно на подобных объектах признаки вулканогенного материала не отмечаются. Однако, на месторождениях Филизчай, Катех и Кацдаг (Азербайджан, Большой Кавказ), также относящихся к типу SEDEX, в подстилающей и рудовмещающей толщах отмечены прослои туфов и туффитов, содержащих кислый пепловый материал.

Процессы типа SEDEX с образованием стратиформного оруденения в Алтае-Саянском регионе отмечаются в проявлениях, относящихся к объектам свинцово-цинково-серебряного, серноколчеданного и золото-черносланцевого типов. Венд-кембрийский уровень развития вулканогенных, терригенно-вулканогенных и кремнисто-углисто-вулканогенных образований Горного Алтая, Салаира, Горной Шории и Тувы распространен в регионе широко; отложения этого возраста вмещают многочисленные проявления и месторождения слоистых руд в терригенно-сланцевых, кремнисто-углеродисто-карбонатных с вулканогенным материалом разрезах.

В Салаире такое оруденение приурочено к черносланцевым образованиям сунгайской свиты ($V-E_1$) (Сунгайское рудное поле), метаморфизованным углеродистым кремнисто-карбонатным сланцам верхней толщи ангурепского полиметаморфического комплекса (PZ_1) (Солонцовое рудное поле). В Сунгайском рудном поле в составе сунгайской свиты обнаружены туфы основного состава, в значительной степени метаморфизованные. Однако в них различимы обломочные текстуры и фрагменты вулкаников базальтоидного состава. Мощность прослоев туфов варьирует от 1 до 10 см.

В Горной Шории стратиформное золото-черносланцевое оруденение локализуется в нижнекембрийских образованиях убинской свиты (Кубанское рудное поле). Известно также золото-сульфидно-кварцевое оруденение в черносланцевых разрезах атлинской свиты (E_1) (Базлинское рудное поле). На проявлении Базла в рудовмещающей пачке чёрных угле-

родистых сланцев отмечаются прослои пелитовых туффитов и псаммитовых туфов мощностью от 1 до 5 см. В туффитах наблюдается тонкая вкрапленность глобулярного пирита и пирротина. Местами на выклинке рудной залежи отмечается тонкое переслаивание пелитовых туффитов и прослоев пирит-пирротинового состава с халькопиритом и сфалеритом.

В Горном Алтае стратиформное золото-черносланцевое оруденение приурочено к терригенно-карбонатно-кремнистым образованиям эдиганской (Катунско-Куюсское рудное поле), каимской свиты ($V-E_1$) (Каянчино-Устюбинский рудный узел) есконгинской ($V-E_1$) (Шлаттер-Катунское рудное поле), устьянзаской ($V-E_1$) (Кыргызано-Кондомский рудный узел), углисто-глинистым разрезам тьдтуярыкской свиты ($V-E_1$) с повышенной карбонатностью (Чички-Терекский рудный узел), убинской свиты (E_1) (Кара-Торбокское, Карымское и Сиинское рудные поля).

На территории юго-западной части Тувы в 1960–1970 гг. было выявлено весьма перспективное стратиформное полиметаллическое оруденение Сарыгиматейского рудного поля, приуроченное к нижнекембрийским отложениям карбонатно-черносланцевой курайской свиты (Белатр-Сарыгиматейский рудный узел).

Золото-черносланцевые образования во всех случаях образуют стратифицированные вкрапленные и слоистые сульфидные руды, имеющие специфические особенности. Иногда они образуют своеобразный «рудный флиш», в котором прослои сульфидов образуют полосы мощностью 0.5–2 см, чередующиеся с полосами углисто-глинисто-кремнистых сланцев и пелитовых туффитов такой же мощности. Нередко силикатные прослои, сложенные туффитами, хлоритизированы и эпидотизированы. Венд-нижнекембрийский уровень проявлен в океанических разрезах, сформировавшимся в обстановках, близких к современным симаунтам.

Слоистые сульфидные руды локализуются в чёрных углеродисто-глинистых сланцах с содержанием $C_{орг}$ от 2 до 5 %, реже — свыше 5 %. Сульфиды представлены пиритом нескольких генераций, пирротинном, реже — сфалеритом, халькопиритом, спорадически — арсенипиритом. Они ассоциируют с кварцем, баритом, доломитом, иногда — афросидеритом и скаполитом. Наличие последнего указывает на высокие концентрации хлора в составе эксгалаций. Мощности горизонтов слоистых руд варьируют от 5 до 70 м.

Такие руды характеризуются повышенными концентрациями Au (0.05–15 г/т), Cu (0.03–0.6 %), Zn (0.03–0.9 %), Pt (0.02–1.12 г/т), Pd (0.05–0.34 г/т), Rh (0.05–0.23 г/т). Отмечаются аномальные содержания Pb, W, Mo, V, Ag, Co, Ni. Золото приурочено к кварцу и углеродистому материалу. Оно также присутствует в сульфиде в тонкодисперсной форме в концентрациях от 0.8 до 6.4 г/т.

Углеродисто-глинисто-кремнистые сланцы, вмещающие слоистые руды, имеют молекулярные отношения S/C от 0.14 до 0.16, что близко к значениям этого показателя в пелагических осадках Чёрного моря, образовавшихся в условиях сероводородного заражения придонных вод. Аутигенный пирит-I представлен фрамбоидами с низкопорядоченным композиционным типом строения. Величина изотопного уплотнения серы ($\delta^{34}\text{S}$) фрамбоидального пирита варьирует от +10.76 до +12.21 ‰, что близко к таковым в эксгальационно-осадочных месторождениях типа SEDEX.

Установлена значительная реювенация и ремобилизация золота и платиноидов в гидротермально-метаморфических процессах. Увеличение концентраций благородных металлов в таких процессах на участках Ушпа (Горный Алтай), Сунгай (Салаир) происходит в 1.8 и более раз относительно первоначальных содержаний в рудах. Проведено моделирование фракционирования изотопов серы, содержаний золота и других элементов в процессе ремобилизации всех компонентов слоистых руд.

В черносланцевых разрезах с полиметаллами наблюдается густая вкрапленность, гнёзда и слойки пирита, реже сфалерита, галенита, халькопирита, редко гипогенного виллемита, образующие обогащённые прослои и линзы, местами сопровождаемые кварц-баритовыми оторочками мощностью до 1–2 см. Мощность первичных слойков сульфидов варьирует от долей мм до первых мм, протяжённость от 0.5 до 3 см. Они группируются в визуально различимые слойки существенно пиритового, галенитового или сфалеритового составов, чередующихся с тонкими прослоями туффитов средне-основного состава. Мощность обогащённых интервалов варьирует от 10 см до 20 м. Мощность зон с такими рудами от 2

до 120 м. Отмечаются три генерации пирита. Генерация-1 представлена неправильными зёрнами и линзочками мучнистого пирита, имеющего микроглобулярное строение. Генерация-2 локализуется по периферии линзочек микроглобулярного пирита и представлена метакристаллами кубического габитуса, иногда сопровождающиеся тонкостебельчатым кварцем и удлинёнными чешуйками гидробиотита. Генерация-3 отмечается в кварцевых и кварц-карбонатных прожилках и представлена кубическими и пентагон-додекаэдрическими кристалликами. Мощность прожилков варьирует от 2 до 8 мм. Местами отмечается микроплойчатость рудных слойков, указывающая на складчатость и метаморфизм первичных эксгальационно-осадочных накоплений сульфидов. Со стороны лежачего бока рудной залежи отмечаются конкреции сидерита размерами от 0.5 до 3.5 см, содержащие пирит и пирротин. Редко наблюдаются мелкие септарии размером до 5.5 см, сложенные сидеритом, баритом с пиритом, пирротинном, редко галенитом и сфалеритом. Содержания металлов в рудах составляют (%): цинка — от 0.05 до 12.5, свинца — от 0.08 до 8.5, меди — от 0.03 до 1.4, серебра от 15 до 3560 г/т.

Таким образом, в месторождениях и проявлениях свинцово-цинкового состава, имеющих признаки эксгальационно-осадочного рудогенеза, отмечаются также признаки и осадочно-вулканогенных процессов.

Литература

1. *Goofellow W.D., Lydon J.W., Turner R.J.W.* geology and genesis of stratiform sediment-hosted (SEDEX) zinc-lead-silver sulphide deposits // *Mineral Deposit Modeling. Canada, 1995. P. 201–252.*
2. *Kelley K., Johnson C., Leach D.* Controls on the formation of supergiant shale-hosted Zn-Pb-Ag massive sulfide deposits in the Red Dog District, Brooks Range, Alaska // *32nd IGC Florence, 2004. Scientific Sessions: Abstracts (part 1). P. 656.*
3. *Large R.R., McGoldrick P.J.* Lithochemical halos and geochemical vectors to stratiform sediment hosted Zn-Pb-Ag deposits. Lady Loretta Deposit, Queensland // *J. Geochem. Exploration, 1998. V. 63. № 1. P. 37–56.*

РОЛЬ ВУЛКАНИТОВ В СТАНОВЛЕНИИ МНОГОМЕТАЛЬНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ БОЛЬШОЙ КАНИМАНСУР (СЕВЕРНЫЙ ТАДЖИКИСТАН)

А. Р. Файзиев¹, М. М. Фозилов²

¹Институт геологии, сейсмостойкого строительства и сейсмологии АН РТ, Душанбе

²Таджикский национальный университет, Душанбе

faiziev38@mail.ru; m-fosilov@mail.ru

Месторождение Большой Канимансур расположено в Аштском районе Согдийской области Республики Таджикистан. Относится оно к числу гигантских объектов, где только разведанные запасы серебра превышают 50000 т, не считая свинца, цинка, висмута и флюорита, также образующих промышленные концентрации. Кроме того на месторождении практический интерес могут представить медь, кадмий, радиоактивные и др. элементы. Месторождение размещается в северо-восточной части Адрасманской вулканотектонической мульды, являющейся одной из основных структурных элементов Карамазарско-рудного района.

В геологическом строении месторождения принимают участие вулканогенно-осадочные породы верхнего палеозоя (C_2-P_1), перекрытого в восточной своей части отложениями саттарской толщи позднепермско-триасового возраста (конгломераты, алевролиты, песчаники), меловыми (глины, известняки, песчаники, конгломераты) и палеогеновыми (песчаники, алевролиты, известняки, глины, гипсы) отложениями. Основная часть разреза месторождения, в пределах которого локализована рудная минерализация с вертикальным размахом более 1 км, сложена лавами и кластолавами андезитодацитов и трахиандезитов кушайнакской толщи (мощность 300–350 м), туфопесчаниками, лавами и лавобрекчиями трахириолитов тарыэканской толщи (мощность 350 м), риолитами, сферолит-порфирами и туфистыми риодацитами сферолитовой толщи (мощность 250 м), туфоигнимбридами, лавобрекчиями и лавами риолитов, трахидацитов, трахитов и риодацитов тавакской толщи (мощность 250–300 м). Кислые вулканы алмалясайской и кызылтауской толщ, составляющие немногим более 5 % объема пород месторождения, располагаются на самых нижних его горизонтах.

Известно, что 2/3 площади Карамазара занимают интрузивные породы, главным образом гранитоидного состава [1]. По объему они составляют не менее 90 % всех палеозойских пород региона. Несмотря на это, большая часть эндогенных месторождений полезных ископаемых региона, в том числе и гигантское месторождение Большой Канимансур, размещаются среди вулканогенных пород. Основной причиной локализации постмагматической минерализации именно в вулканитах, по-видимому, являются благоприятные физико-механические свойства этих пород.

На площади месторождения Большой Канимансур преимущественное развитие имеют андезитодациты, трахириолиты, сферолит-порфиры, риолиты, игнимбриды, туфы и туффиты. Из них наиболее плотными (в среднем 2.64 г/см^2) и наименее пористыми (3.86 %), при водонасыщении 1.49 %, являются са-

мые ранние вулканы-андезитодациты [2]. Максимально высокими в этих породах являются также прочность на раскол ($114.9 \cdot 10^{-5} \text{ Па}$) и скорость продольной волны (4370 м/с). Магнитная восприимчивость андезитодацитов, напротив, низкая – $52 \cdot 10^{-5} \text{ ед. СИ}$. Установлена близость петрофизических параметров между трахириолитами и риолитами, с одной стороны, и туфами, туффитами, игнимбридами и сферолит-порфирами — с другой.

Трахириолиты являются относительно высокоплотными (среднее 2.50 г/см^3) и низкопористыми (4.75 %) образованиями с низкой водонасыщенностью (1.94 %) и максимальной, среди кислых вулканидов, магнитной восприимчивостью ($61 \cdot 10^{-5} \text{ ед. СИ}$). Для них характерны и относительно высокие значения прочности на раскол ($63.1 \cdot 10^{-5} \text{ Па}$) и скорости продольной волны (4309 м/с).

У риолитов плотность 2.47 г/см^3 , пористость 5.50 %, а водонасыщение 2.33 %. Прочность на раскалывание и скорость продольной волны составляют $56.3 \cdot 10^{-5} \text{ Па}$ и 4362 м/с соответственно. Только магнитная восприимчивость в риолитах ниже в два раза ($27 \cdot 10^{-5} \text{ ед. СИ}$), чем в трахириолитах.

Хотя по объемной плотности (2.45 г/см^3) **туфы и туффиты** близки к риолитам, средняя пористость в них значительно выше (8.33 %). Водонасыщение также выше (3.47%) по сравнению с рассмотренными породами, а прочностные параметры при одноосном растяжении ($32.0 \cdot 10^{-5} \text{ Па}$), скорость прохождения продольной волны (3367 м/с) и значения магнитной восприимчивости ($14 \cdot 10^{-5} \text{ ед. СИ}$) значительно ниже.

Петрофизические свойства **игнимбридов** очень близки к туфам и туффитам: среднее значение пористости 8.21 %, объемного веса 2.41 г/см^3 , водонасыщения – 3.45 %, прочность на раскол – $43.4 \cdot 10^{-5} \text{ Па}$ и скорость продольной волны – 3943 м/с. Игнимбриды имеют очень низкую магнитность ($15 \cdot 10^{-5} \text{ ед. СИ}$).

Среди вулканидов, распространенных на площади месторождения, наиболее низкая плотность (2.40 г/см^3) и максимальная пористость (9.58 %) и водонасыщение (4.04 %) у **сферолит-порфинов**. В соответствии с этим они наименее прочны на раскол ($11.3 \cdot 10^{-5} \text{ Па}$) и пропускают сквозь себя продольную волну с наименьшей скоростью (2655 м/с). Минимальна в сферолит-порфирах и среднее значение магнитной восприимчивости ($9 \cdot 10^{-5} \text{ ед. СИ}$).

Следовательно, наиболее благоприятными для проникновения растворов и рудоотложения являются сферолит-порфиры, где сочетаются три основных физико-механических параметра: высокая пористость, низкая объемная плотность и низкие плотностные характеристики. Под воздействием тектонических подвижек эти породы подверглись

более интенсивному растрескиванию, чем другие вулканы, с образованием многочисленных трещин. Последние являются одновременно и каналами для движения гидротермальных растворов и полостями для отложения руд. Это подтверждается результатами анализов проб вулканитов на основные рудные компоненты — Pb, Zn и Ag. Наименее плотные и самые пористые сферолит-порфиры содержат максимальную среднюю концентрацию отмеченных элементов, равную соответственно 0.66 %, 0.84 % и 48.0 г/т. Сравнительно высокий уровень концентрации Pb, Zn и Ag наблюдается также в риолитах и трахириолитах. Так, если в первых среднее содержание Pb равно 0.50 %, Zn — 0.49 %, а Ag — 45 г/т, то во вторых 0.40 %, 0.43 % и 30 г/т соответственно. Несколько ниже, чем в риолитах и трахириолитах, но достаточно высоки концентрации рудных компонентов в туфах и туффитах, а также в игнимбритах. Среднее содержание Pb в них 0.30 и 0.34 %, Zn — 0.40 и 0.44 %, а Ag — 16 и 21.5 г/т. Минимальные концентрации рудных элементов среди вулканитов характерны для самых плотных, прочных и низкопористых андезитодацитов. Средние содержания Pb в них всего 0.14 %, Zn — 0.16 %, и Ag — 12.5 г/т.

Таким образом, физико-механические параметры вмещающих вулканитов месторождения являются чувствительными индикаторами локализации рудных компонентов и, следовательно, могут быть использованы в качестве критериев поисков и оценки серебро-полиметаллического оруденения. При этом решающую роль играет пористость вулканитов, как индикатор проницаемости.

По степени благоприятности к оруденению вулканогенные толщи на месторождении располагаются в следующем порядке: сферолитовая, тарыэканская, кушайнакская и тавакская. Сферолитовая и тарыэканская толщи занимают почти 25 % объема пород на месторождении и вмещают основную массу рудного штокверка. Руды преимущественно вкрапленные, реже прожилково-вкрапленные. К кушайникской толще, слагающей около 35 % объема пород, приурочена значительная часть штокверка с рядовыми рудами, преимущественно прожилковыми. Тавакская толща в пределах месторождения составляет почти 34 % объема пород. Нижние горизонты этой тол-

щи менее рудоносны, чем другие рассмотренные толщи. Еще менее благоприятны в отношении развития серебро-полиметаллических руд верхние горизонты тавакской толщи. Имеется указание [3] на экранирующую роль этой толщи, поскольку под ней в породах сферолитовой и тарыэканской толщ находится основное количество рудной минерализации. Однако, поскольку нижняя часть тавакской толщи, как уже отмечалось, является рудоносной, то экранирование в какой-то степени можно отнести за счет слабо деформированных, менее интенсивно подвергнутых влиянию разрывной тектоники и малой пористостью, вулканитов верхней части тавакской толщи.

Приведем для сравнения некоторые параметры физико-механических свойств **интрузивных пород** Карамазара. Их пористость сравнительно низкая и колеблется от 1.2 до 2.5 %, а скорость прохождения продольной волны в среднем равна от 4560 до 6410 м/с [1]. Эти показатели хорошо коррелируются со значением плотности пород: средняя величина удельного веса гранитоидов варьирует от 2.62 до 2.65, а объемная плотность 2.57–2.58 г/см³. Плотность гранодиоритов в среднем составляет 2.71 г/см³, а объемная масса — 2.66 г/см³. У кварцевых диоритов и габбро-диоритов эти параметры — 2.85 и 2.79 г/см³ и 2.99 и 2.95 г/см³ соответственно. Магнитная восприимчивость интрузивных пород, также как и минеральная и объемная масса изменяется от гранитов к габбро. Этот параметр в гранитах низкий и колеблется от 1.0 до $100 \cdot 10^{-5}$ ед. СИ, гранодиоритах — $2.0-376 \cdot 10^{-5}$ ед. СИ, а габбро — $3730 \cdot 10^{-5}$ ед. СИ.

Литература

1. Куддусов Х.К., Николаев С.В., Дзайнуков А.Б. и др. Роль физико-механических свойств горных пород в рудолокализации (на примере Карамазара). Душанбе: Дониш, 1984. 222 с.
2. Файзиев А.Р. Большой Канимансур. Душанбе: Дониш, 2008. 416 с.
3. Эргашев С.Б., Бакланов А.М., Латыпов Х.Л. Об экранирующей роли тавакской подсвиты и некоторых особенностях литологического контроля размещения рудных месторождений Центрального Карамазара // Рудные поля Карамазара. Т. 3. Душанбе: Ирфон, 1975. С. 252–261.

Железо-марганцевые руды в Приморье

ОКСИГИДРОКСИДНАЯ Fe-Mn МИНЕРАЛИЗАЦИЯ ПАВЛОВСКОГО УГОЛЬНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ, ПРИМОРЬЕ

В. В. Середин¹, И. Ю. Чекрыжов²¹Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, Москва²Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, Владивосток

seredin@igem.ru; chekr2004@mail.ru

Оксигидроксидная Fe-Mn минерализация широко распространена в Западно-Приморской, активно развивающейся с раннего эоцена вплоть до настоящего времени, рифтогенной зоне [5] в породах различного типа и возраста (от кембрия до плейстоцена). Наиболее хорошо она изучена на территории Павловского угольного месторождения, известного своей аномальной рудоносностью (Ge, REE, Au-PGE) [2–4]. Ниже суммированы данные об этой необычной в геохимическом отношении минерализации, свидетельствующие, по нашему мнению, об ее генетической связи с вулканическими и гидротермальными процессами кайнозойского возраста.

Видимая мощность интервала, в котором развиты Fe-Mn оксигидроксидные руды, составляет на Павловском месторождении около 100 м (рис. 1). Выделяется три стратиграфических уровня концентрации подобных руд, синхронные всплескам вулканической активности и отличающиеся по минеральному составу и форме выделения минералов Fe и Mn.

Нижний уровень охватывает свежие и выветрелые породы фундамента и базальный горизонт осадочного чехла, сложенный в некоторых впадинах (Восточная) позднеэоценовыми аргиллизированными базальтами. Здесь развиты секущие руды, представленные брекчиями окварцованных пород с Fe-Mn цементом и кварц-Fe-Mn штокверками. Температуры гомогенизации флюидных включений в кварце варьируют от 200 до 350 °С. В этих рудах преобладают гётит и Al-литофорит; в подчиненных количествах присутствуют ярозит, криптомелан и голландит. В докайнозойских породах фундамента Fe-Mn оксигидроксиды часто локализуются на границе аргиллизированных основных даек и брекчиевых тел с аномально низкими содержаниями Fe и Mn. Это указывает на вынос этих металлов из зон аргиллизации и их отложения на периферии гидротермальных систем при снижении температуры и повышении окислительно-потенциала среды.

Средний уровень развития оксигидроксидных руд приурочен к границе эоцен-олигоценых угленосных отложений с туфогенными и терригенными осадками неогена. Здесь развиты как секущие, так и стратифицированные массивные голландитовые Fe-Mn руды.

Верхний уровень концентрирования Fe и Mn устанавливается в самой верхней части осадочного чехла вблизи границы эоплейстоценовых и четвертичных отложений. Здесь преобладают стратиформные руды, представленные горизонтами песков и галечников,

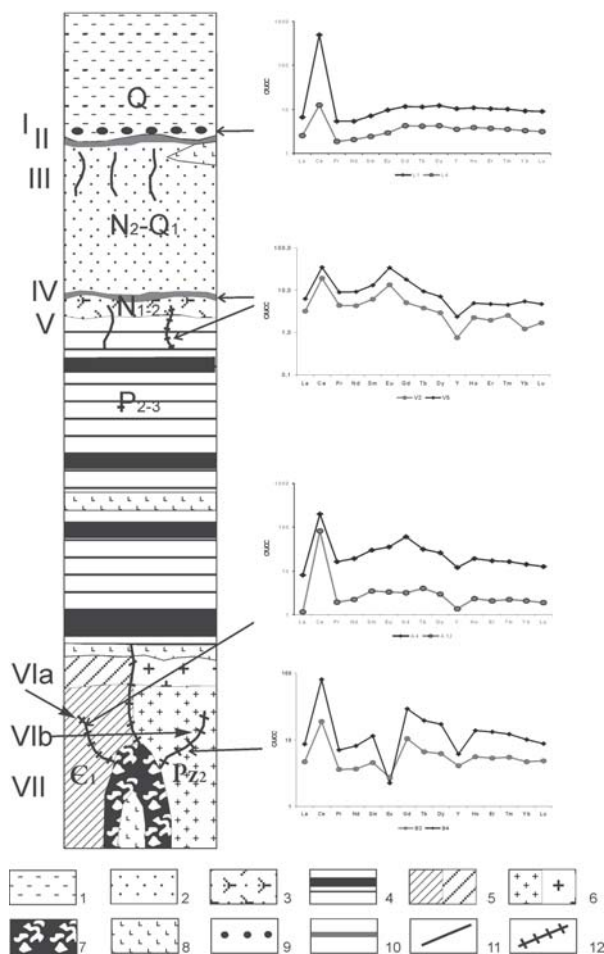


Рис. 1. Позиция Fe-Mn руд в породах фундамента и чехла Павловского месторождения и их РЗЭ-спектры [10 с изменениями]. Нормировано на верхнюю континентальную кору (UCC) [11]

1 — глины; 2 — пески и галечники; 3 — кислые туфы и туффиты; 4 — песчаники, алевролиты, лигниты; 5 — углеродистые сланцы (свежие и выветрелые); 6 — граниты (то же); 7 — брекчии; 8 — базальты; 9–12 — Fe-Mn минерализация: 9 — конкреции, 10 — стратифицированные руды, 11 — прожилки и гнезда, 12 — кварц-Fe-Mn штокверки.

I–VII — типы Fe-Mn минерализации: I — вернадит-бейделлит-кремнистые конкреции в глинах, II — пески, сцементированные оксигидроксидами Fe и Mn, III — прожилки и гнезда оксигидроксидами Fe и Mn в песках и галечниках, IV — массивные голландитовые руды, V — кварц-голландитовые и голландитовые прожилки в туффитах и песчаниках, VIa — кварцевые прожилки с Al-литофоритом в черных сланцах, VIb — то же в гранитах, VII — брекчии с Fe-Mn цементом

сцементированными Fe-Mn оксигидроксидами мощностью до нескольких метров и слоями вернадит-бейделлит-кремнистых микроконкреций, тяготеющих к подошве покровных глин.

Характерной особенностью всех этих руд являются аномальные концентрации элементов-примесей (таблица). Максимальные их содержания, по данным анализа 35 проб, составляют (в %): Ba – 8.64, Co – 2.74, Pb – 1.77, Zn – 0.74, Ni – 0.42, Cu – 0.3, V – 0.29. Кроме того, эти руды постоянно обогащены P3Э (0.1–3.3 %) и – спорадически (в г/т) – Tl, Cd, Mo (до 200–300), As, Se, W (до 100–200), Ge, Sb, Ag, Bi, U (до 30–70), Au и Pt (до первых г/т) [2–4].

Похожая геохимия свойственна ряду гидротермальных Fe-Mn объектов Средней Азии [1] и Греции [7], которые также характеризуются сосуществованием секущих и стратиформных рудных тел. Однако столь высокие концентрации P3Э там не отмечались.

На Павловском месторождении в составе P3Э резко преобладает церий, образующий пики на нормированных P3Э-спектрах. Средняя его доля в сумме P3Э составляет 71, а максимальная – достигает 98 %. Ce/La отношение равняется в среднем 30, что примерно в 15 раз выше, чем в породах верхней континентальной коры [10], максимальные его значения достигают 100–160. Эти величины являются рекордными для любых природных объектов, включая гидротермальные Fe-Mn корки и конкреции дна океанов, также селективно обогащенных церием (Ce/La = 25) [8]. Наряду с Ce-максимумами и Y-минимумами, типичными для всех Fe-Mn руд, для оксигидроксилов в

гранитах типичны отрицательные Eu-аномалии, указывающие на влияние состава вмещающих пород на распределение P3Э. Если абстрагироваться от этих аномалий, то в целом P3Э-спектры имеют куполообразную форму с более сильным накоплением средних лантаноидов по сравнению с легкими и тяжелыми. Такая форма спектров характерна для кислых природных, в том числе, некоторых гидротермальных растворов с особенно высокими концентрациями P3Э [9].

В отличие от океанических Fe-Mn конкреций, содержащих Ce в сорбированной форме, в оксигидроксидных рудах Павловского месторождения установлены многочисленные микровключения цериевых минералов (оксидов, силикатов, фосфатов и титанатов) [2, 3, 11]. Присутствие последних как в секущих Fe-Mn штоках нижнего, так и в стратиформных рудах среднего уровня (рис. 2) может указывать на генетическое родство этих различных по форме и, вероятно, по возрасту рудных тел.

Следовательно, перечень геохимических и минеральных индикаторов гидротермальных Fe-Mn оксигидроксидных руд континентальных рифтогенных структур [6] может быть пополнен теми, которые характерны для Павловского месторождения. Это, прежде всего, аномальные концентрации Ce и наличие в рудах тонкодисперсных цериевых минеральных фаз, в том числе Ce-титанатов. Таким образом, приведенные данные показывают, что положительные Ce-аномалии в Fe-Mn оксигидроксидах могут иметь не только гидротермальное, но и гидротермальное континентальное происхождение.

Химический состав Fe-Mn руд Павловского месторождения

Карьер	Лузановский		Восточный		Абрамовский		Бойковский	
	L-1	L-4	V-2	V-5	A-4	A-12	B-2	B-4
№пробы	I	I	IV	V	VIa	VIa	VIb	VIb
Позиция (рис. 1)	I	I	IV	V	VIa	VIa	VIb	VIb
Fe, %	5.91	4.27	2.13	но	5.40	2.84	но	4.28
Mn	6.31	3.43	31.11	но	13.14	13.63	но	6.95
V	0.11	0.02	0.01	0.01	0.11	0.03	0.003	0.004
Co	0.22	0.05	0.21	0.09	0.23	0.37	0.006	0.30
Ni	0.05	0.03	0.001	0.001	0.40	0.15	0.003	0.01
Cu	0.01	0.01	0.02	0.02	0.20	0.06	0.004	0.21
Zn	0.01	0.02	0.01	0.01	0.20	0.10	0.06	0.23
Ba	0.59	0.45	8.12	8.64	0.59	0.48	0.36	0.21
Pb	0.61	0.04	0.01	0.01	0.01	1.77	0.14	0.35
Ce	3.18	0.08	0.12	0.22	1.28	0.53	0.12	0.52
P3Э	3.26	0.11	0.16	0.30	1.45	0.55	0.17	0.61
Ge, г/т	17	13	<	1	26	1	7	<
As	154	87	<	26	<	<	19	148
Se	76	69	<	52	80	<	63	<
Mo	54	19	4	7	56	200	29	189
Ag	0.5	1	7	3	3	30	2	<
Cd	2	1	<	2	29		24	282
Tl	4	2	70	339	45	10	3	<
Th	12	8	21	13	2	37	16	28
U	12	3	<	11	33	<	66	34

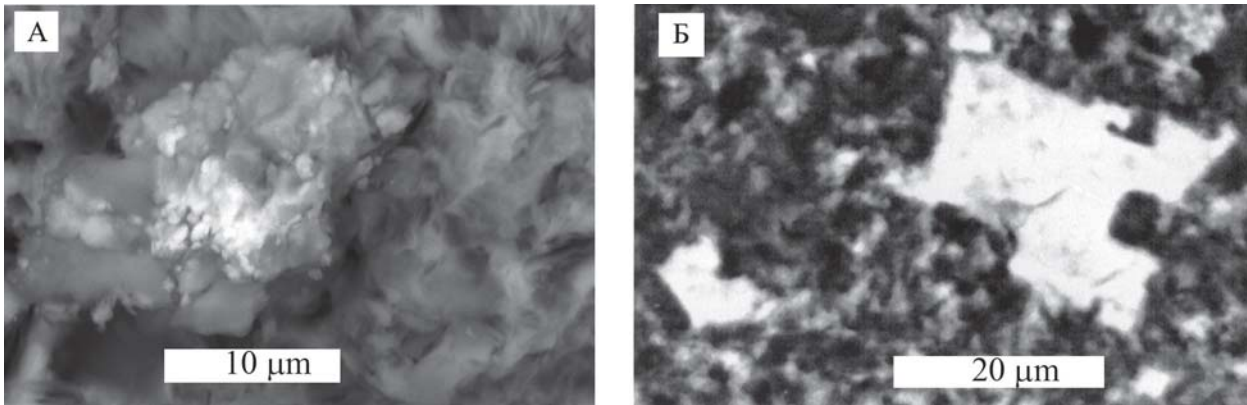


Рис. 2. Включения титанатов церия (белое) в голландитовых (А) рудах в кайнозойском осадочном чехле и Al-литнофоритовых (Б) рудах в породах фундамента Павловской впадины.

Работа выполнена при поддержке Президиума РАН (программа № 24).

Литература

1. Винокуров С.Ф., Меньшиков В.В. Поздеальпийский эксфильтрационный тип марганцевого оруденения // Докл. РАН, 1993. Т. 333, № 2. С. 213–217.
2. Середин В.В. Редкоземельная минерализация в позднекайнозойских эксплозивных структурах (Ханкайский массив, Приморье) // Геол. рудных месторожд., 1998. Т. 40, № 5. С. 403–418.
3. Середин В.В., Томсон И.Н. Металлоносные железо-марганцевые конкреции кайнозойских континентальных впадин: пример уникально высоких накоплений церия в природных объектах // Докл. РАН, 2000. Т. 372, № 5. С. 668–772.
4. Середин В.В., Кременецкий А.А., Копнева Л.А. Новый тип гидротермальной иттриевоземельной минерализации в кайнозойских рифтогенных структурах Приморья // Прикладная геохимия. Вып. 7. Минералогия, геохимия и генетические типы месторождений. Кн. 1. Минералогия и геохимия. М.: ИМГРЭ. 2005. С. 57–77.
5. Середин В.В., Томсон И.Н. Западно-Приморская редкометально-благороднометальная зона – новый кайнозойский металлогенический таксон Востока России // Докл. РАН, 2008. Т. 421, № 5. С. 745–750.
6. Юдович Я.Э., Кемпис М.П. Геохимические и минералогические индикаторы вулканогенных продуктов в осадочных толщах. Екатеринбург: УрО РАН, 2010. 412 с.
7. Hein J.R., Dowling J., Stamatakis M.G. Hydrothermal Mn-oxide deposit rich in Ba, Zn, As, Pb, Sb Milos Island, Greece // Stanley C.J. et al. (Eds.) Mineral Deposits: Processes to Processing. – Rotterdam: A.A. Balkema, 1999. P. 519–522.
8. Hein J.R., Koschinsky A., Bau M. et al. Cobalt-rich ferromanganese crusts in the Pacific // Cronan D.S. (Ed.) Handbook of Marine Mineral Deposits – Boca Raton, New York: CRC press, 2000. P. 239–279.
9. Michard A. Rare Earth Element systematics in hydrothermal fluids // Geochim. Cosmochim. Acta, 1989. V. 53. P. 745–750.
10. Seredin V.V., Dai S. Coal deposits as potential alternative sources for lanthanides and yttrium // Int. J. Coal Geology. 2011. <http://dx.doi.org/10.1016/j.coal.2011.11.001>.
11. Taylor S.R., McLennan S.M. The continental crust: its composition and evolution. Oxford: Blackwell, 1985. 312 pp.

Вулканогенно-осадочные марганцевые руды

ЗАКОНОМЕРНОСТИ ГИДРОТЕРМАЛЬНО-ОСАДОЧНОГО МАРГАНЦЕВОГО РУДОГЕНЕЗА: АНАЛИЗ ПРИРОДНЫХ И РАСЧЕТНЫХ ДАННЫХ

Е. В. Старикова

Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург

starspb@mail.ru

Обсуждение природы стратифицированных марганцеворудных скоплений в метаосадочных и вулканогенно-осадочных разрезах приводит к необходимости реконструкции нескольких параметров, ответственных за рудообразование. К ним относятся: (1) источник вещества, (2) механизмы концентрирования рудного компонента в бассейне осадконакопления и (3) механизмы его седиментации. На основании анализа первого из этих параметров постулируется генетический тип месторождений. Гидротермально(вулканогенно)-осадочными называются рудные скопления, образование которых совпадает с временным интервалом магматической деятельности в регионе, соответственно сопутствующие магматизму гидротермальные процессы считаются ответственными за привнос рудного компонента в бассейн осадконакопления. Такая природа рудных объектов *вулканогенно-осадочных* областей очевидна и не требует особых доказательств, тогда как для марганцевых скоплений в *осадочных* разрезах установление источника вещества зачастую представляет собой сложную и дискуссионную задачу. При отсутствии явных признаков магматической деятельности в синхронный рудонакоплению период источником вещества считается континентальный снос, а месторождения рассматриваются в ранге осадочных. Наличие же разновозрастных магматических формаций заставляет более детально рассматривать и доказывать взаимосвязь эндогенных процессов и рудообразования, и зачастую такая связь далеко не очевидна. Потому для установления природы таких объектов *необходимо привлечение иных признаков гидротермально-осадочного рудогенеза*, обсуждению которых и посвящен настоящий доклад.

В основу модели гидротермально-осадочного рудогенеза положены представления о формировании рудоносных отложений из субмаринных гидротермальных растворов термоконвекционной природы — модель рециклинга. Согласно этой модели, в областях магматической активности океана создаются условия для глубинной циркуляции морской воды в породах океанической коры. Морская вода, проникая в океаническую кору и нагреваясь по мере приближения к магматическому очагу, приобретает свойства агрессивного флюида и, взаимодействуя с окружающими породами, обогащается рудными компонентами. В результате по породам развиваются характерные ассоциации минералов цеолитовой и зеленосланцевой фаций, а формирующийся раствор поставляет рудные элементы на океаническое дно. В придонной обстановке происходит частичное осаждение

ряда элементов с образованием приустьевой постройки. Однако большая часть выносимого вещества рассеивается в акватории как в растворенном, так и во взвешенном виде, и, постепенно осаждаясь на значительной территории, приводит к образованию обогащенных кремнеземом и рудными компонентами металлогенных осадков. При благоприятных условиях рудные компоненты могут формировать локальные скопления, образуя стратифицированные пластовые тела дистального типа. Химический и минеральный состав как приустевых (проксимальных), так и дистальных рудных залежей обусловлен составом поступающего флюида, а последний определяется температурой и интенсивностью взаимодействия циркулирующей морской воды с породами океанического дна. Так, полиметаллические сульфидные залежи образуются из высокотемпературных высокодебитных гидротермальных систем, формирующихся в областях активного магматизма. Из средне- и низкотемпературных флюидов формируются сульфатные (Ca, Ba), оксидные (Si, Fe, Mn) и силикатные (Si, Fe) отложения.

Для проверки этой гипотезы и установления параметров гидротермально-осадочного процесса, данная схема была подвергнута количественному анализу с использованием термодинамического моделирования. Моделирование рудогенеза в сульфидобразующих гидротермальных системах срединно-океанических хребтов проведено Д. В. Гричуком [1], получившим основные характеристики рудоносного флюида, равновесных с ним апобазальтовых метасоматитов и приустьевой постройки при различных P-T-X-условиях. Автором выполнено исследование аналогичных процессов в островодужных системах с включением в систему марганца, т.е. установление минеральных и растворенных форм этого элемента и выявление параметров флюида, ответственных за формирование марганценосных отложений [2]. Термодинамическое моделирование проводилось методом многоволнового проточного ступенчатого реактора с помощью программы GRDEP [1]. Основные результаты моделирования, обобщенные на основании собственных и литературных данных, сводятся к следующему.

1. Низкотемпературное ($T \leq 200$ °C) взаимодействие вода-порода протекает при флюидодоминирующих условиях, что определяет окислительный ($a_{H_2} < 10^{-9}$) кислый ($pH_{25} \approx 2.5-4.5$) характер формирующегося раствора. По породам образуется метасоматическая ассоциация цеолитовой фации (Mg-хлорит, ангидрит, кварц, гематит, каолинит, магнетит,

цеолиты). Флюид обогащается экстрагируемыми из окружающих пород компонентами: содержания кремнезема в нем могут достигать 10–14 ммоль/кг, главным образом в форме H_4SiO_4^0 , железа — 0.п ммоль/кг преимущественно в виде FeOHCl_2^- и небольших количеств Fe^{2+} и FeCl^+ , и марганца — 0.0п–0.п ммоль/кг, в основном как MnCl^+ и Mn^{2+} . Содержания Na, K, Ca и C в растворе близки к их концентрациям в исходной морской воде, но наблюдается постепенное связывание Mg и SO_4^{2-} в новообразованные метасоматические фазы. Во всем температурном диапазоне взаимодействия флюид обогащается цветными металлами (Cu, Pb, Zn).

Высокотемпературное ($T \approx 250\text{--}350^\circ\text{C}$) взаимодействие вода-порода приводит к возникновению *порододоминирующего* режима, при котором формируются принципиально иные составы продуктов реакции. Флюид обогащается восстановителями (H_2 , H_2S), характеризуется околонейтральными значениями pH ($\text{pH}_{25} \approx 5.5\text{--}6.5$) и приобретает другой катионный состав. В растворе продолжают накапливаться марганец, кремнезем и железо, возрастает содержание кальция и бария, при этом полностью исчезают Mg и S^{VI} , а с образованием альбита падает содержание натрия. С ростом температуры процесс извлечения рудных компонентов интенсифицируется, в растворе накапливаются цветные металлы (Cu, Pb, Zn). Равновесные метасоматиты содержат эпидот, Феллорит, тремолит, альбит и цеолиты.

2. Характер взаимодействия порода-вода в недрах системы определяется рядом факторов и опосредованно зависит от температуры. В высокотемпературных системах интенсивность взаимодействия выше, соответственно возникают порододоминирующие (восстановительные) условия, тогда как в низкотемпературных существует флюидодоминирующий (окислительный) режим. Состав пород влияет на количественное соотношение компонентов метасоматитов и гидротермального флюида, характер же их поведения в моделях, рассчитанных для разных алюмосиликатных субстратов, схож.

3. Химический и минеральный состав рудных отложений зависит от состава и физико-химических свойств раствора, продуцируемого гидротермальной системой. **Продуктами отложения высокотемпературных флюидов являются кварц, сульфиды железа и цветных металлов.** Оксидные формы железа и марганца накапливаются только при существенном разбавлении флюида морской водой, т.е. на удалении от устьевой зоны. **Из низкотемпературных растворов осаждаются кварц и оксидные формы рудных элементов — гематит и пиролюзит.** Во всех типах отложений присутствует ангидрит и барит. Градиенты температуры, pH и Eh, возникающие в зоне рудотложения, приводят к придонной дифференциации рудных компонентов: в приустьевой зоне отлагается железо-кремнистый материал, тогда как марганец дольше сохраняется в растворенном состоянии и накапливается в периферийных частях формирующейся постройки.

Сопоставление результатов моделирования с природными и экспериментальными данными показывает хорошую сходимость: в моделях воспроиз-

водятся составы образующихся метасоматитов, рудоносного флюида и придонных рудоносных отложений. Это убедительно доказывает реалистичность принятой геолого-геохимической схемы и позволяет использовать результаты термодинамического моделирования для анализа закономерностей гидротермально-осадочного процесса. В совокупности с природными наблюдениями и данными экспериментов, расчетные характеристики гидротермально-осадочного процесса позволяют сделать выводы, которые можно использовать для решения вопроса о природе рудоносных отложений. К ним относятся следующее заключения.

1. Источником вещества рудных скопления являются породы океанского дна, в том числе алюмосиликатные осадочные формации. Экстрагирование рудных компонентов происходит под воздействием циркулирующей нагретой морской воды, а движущей силой этого процесса является тепло магматического очага. **Таким образом, магматизм играет роль источника энергии, но не вещества**, поэтому для формирования гидротермально-осадочных рудных скоплений не обязательна деятельность открытых вулканических систем.

2. Во всем природном диапазоне P-T-X-условий термической конвекции морской воды формирующийся гидротермальный раствор обогащается кремнеземом, железом, марганцем и цветными металлами. Соответственно ассоциация этих элементов может являться индикатором рециклинговой природы рудообразующей системы.

3. Состав рудоносных отложений зависит от состава и свойств гидротермального раствора, что в свою очередь определяется температурой его формирования. Высокотемпературные гидротермальные системы, функционирующие в областях активной тектоно-магматической деятельности, продуцируют богатые кремнеземом, марганцем, железом и цветными металлами восстановленные растворы, из которых на океаническом дне осаждаются кремнезем и сульфиды железа и цветных металлов. Высокий дебит таких систем благоприятен для образования приустьевых построек («черных курильщиков»), однако существенная часть рудного вещества, прежде всего кремнезем, железо и марганец, рассеивается в акватории, формируя обширные поля металлоносных осадков. Низкотемпературные гидротермальные системы, характерные для областей менее интенсивного подводного магматизма, поставляют на океаническое дно ту же рудную нагрузку, но в более низких концентрациях. Окислительный характер таких растворов и низкодебитное диффузное их истечение препятствует осаждению сульфидов в приустьевой зоне. Выносимый материал осаждается на значительной территории зоны гидротермальной деятельности в виде металлоносных осадков с локальными стратиформными рудными скоплениями. Образование оруденения контролируется геоморфологическими, гидродинамическими и литолого-фациальными обстановками океанического дна. Физико-химические свойства и экзогенные факторы ответственны за дифференциацию гидротермальных компонентов. Наиболее часто в основании гидротермально-осадочного разреза

осаждается железо-кремнистое вещество, где при смешении с продуктами фоновой седиментации, образуются существенно кремнистые отложения, обогащенные оксидами железа и, в меньшей степени, марганца с сорбированными на них катионами цветных металлов. При диагенезе такие осадки трансформируются в яшмы, являющиеся закономерным членом вулканогенно-осадочных разрезов. Локальные марганцевые скопления могут образовываться в верхних частях разреза, что связано с большей подвижностью марганца по сравнению с железом и кремнеземом.

5. Метасоматическая переработка надъинтрузивной зоны под действием циркулирующей морской воды приводит к формированию метасоматических ассоциаций двух типов. Высокотемпературные системы ассоциируют с масштабным процессом пропилитизации пород океанической коры с образованием штокверковой сульфидной минерализации вблизи каналов гидротермальных систем. Метасоматиты, связанные с низкотемпературными гидротермальными системами, близки к минеральным ассоциациям цеолитовой и пренит-пумпеллиитовой фаций, поэтому для метаморфизованных рудоносных толщ изучение подрудных зон не информативно. Для этих систем развитие штокверковых и жильных рудных тел в зонах подводящих каналов наблюдается значительно реже.

6. Геодинамические обстановки гидротермально-осадочного рудогенеза разнообразны. Наиболее продуктивны зоны тектоно-магматической активности древних и современных океанов (зоны СОХ и задугового спрединга, островодужные системы, горячие точки). В таких участках функционируют разнообразные гидротермальные системы: высокотемпературные приводят к накоплению сульфидных залежей («черные курильщики» и их древние аналоги — колчеданные месторождения); низкотемпературные, развитые по периферии сульфидоносных гидротермальных полей, образуют барит-ангидритовые («белые курильщики»), оксидные и силикатные железо-марганцевые скопления. *Примерами месторожде-*

ний, сформированных в такой обстановке, являются колчеданные и марганцевые месторождения Южного Урала, образованные в пределах разновозрастных палеостроводужных структур. Не менее масштабно процессы гидротермально-осадочного рудогенеза протекают в рифтогенных обстановках. Морфологические особенности таких бассейнов (узкая грабенообразная структура, резко расчлененный рельеф дна) способствуют локализации рудного вещества, поэтому формирующиеся месторождения относятся к крупным и уникальным. *Примерами таких объектов являются железо-марганцевые и барит-свинцово-цинковые месторождения Атасуйской группы Казахстана.* Наиболее редки гидротермально-осадочные месторождения бассейнов, развившихся в режиме пассивной континентальной окраины. Магматическая деятельность в таких обстановках носит наложенный характер и обычно сопряжена с локальными структурами растяжения (рифтогенеза). Гидротермальные процессы здесь проявляются кратковременно и малоинтенсивно, поэтому гидротермально-осадочные залежи слагают небольшие фрагменты разреза. Концентрирование рудного вещества регулируется фациальной обстановкой, которая не всегда благоприятна для образования рудных скоплений, поэтому при общих высоких ресурсах толщ промышленные рудные месторождения редки. *Примером гидротермально-осадочных руд, образованных в пределах пассивной континентальной окраины, является фаменская марганцевая формация Пай-Хоя,* имеющая большую протяженность и значительные ресурсы, но не содержащая промышленных рудных скоплений.

Литература

1. Гричук Д. В. Термодинамические модели субмаринных гидротермальных систем. М.: Научный мир, 2000. 304 с.
2. Старикова Е. В., Брусницын А. И., Жуков И. Г. Палеогидротермальная постройка марганцевого месторождения Кызыл-Таш, Южный Урал: строение, состав, генезис. СПб: Наука, 2004. 230 с.

Туфогенные редкометалльные руды — юннаньский тип

РЕДКОМЕТАЛЬНАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ В ТУФОГЕННЫХ ТОЛЩАХ УГОЛЬНЫХ БАССЕЙНОВ
РОССИИ И КИТАЯВ. В. Середин¹, Shifeng Dai², И. Ю. Чекрыжов³¹ Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, Москва² China University of Mining and Technology, Beijing, China³ Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, Владивосток

seredin@igem.ru; daishifeng@gmail.com; chekr2004@mail.ru

Туфогенные породы с высокими (0.1–1.0 %) суммарными концентрациями литофильных редких металлов (ЛРМ) — РЗЭ, Zr, Hf, Nb, Ta — широко развиты на угольных месторождениях палеозойского, мезозойского и кайнозойского возраста во многих регионах мира. Наиболее хорошо такие туфогенные горизонты изучены в угольных пластах, где они представлены тонкими (1–20 см) прослоями кислых и щелочных вулканических пеплов (тонштейнами), превращенными в глины каолинитового и каолинит-сметитового состава [4 и библиография к этой работе]. Аномальные содержания ЛРМ обычно фиксируются не только в тонштейнах, но и в прилегающих к ним углях, где накапливаются ЛРМ, выщелоченные из туфогенных горизонтов.

Эта минерализация, несмотря на достаточно высокие концентрации ЛРМ и значительные площади распространения (n10–n100 км²), никогда не привлекала к себе особого внимания из-за малой мощности рудоносных горизонтов (0.1–0.3 м) и трудности их селективной выемки при добыче углей. Однако в последние годы в угленосных отложениях ряда месторождений Южн. Китая и Приморья были обнаружены горизонты редкометалльной пирокластической значительной (до 10 м) мощности, расположенные за пределами угольных пластов (таблица) [3, 5]. Это позволяет пересмотреть скептическое отношение к туфогенным ЛРМ рудам угольных бассейнов и рассматривать их как новый перспективный тип минерального сырья, пригодный для попутного освоения в современный период глобального редкоземельного кризиса [6].

Впервые такие руды были выявлены в верхнепермских угленосных отложениях провинции Юннань при изучении природы интенсивных гамма-аномалий на каротажных диаграммах скважин, пробурен-

ных на угольных месторождениях [2]. Детальное опробование показало, что эти аномалии четко фиксируют вулканогенные горизонты, представленные вулканическими пеплами, туфогенными глинами, туфами и вулканическими брекчиями. Внешне эти, часто нацело аргиллизированные, породы почти не отличаются от нормальных осадочных образований, за которые они ранее и принимались при документации скважин.

В Приморье редкими металлами аномально обогащены как палеоцен-эоценовые (Ванчинская и Фурмановская слабоугленосные вулканогенно-тектонические структуры), так и позднеолигоценовые туфогенные отложения (Пушкинская впадина с промышленной угленосностью) [3]. Соотношение ЛРМ в разновозрастных породах заметно отличается. В эоценовых отложениях основной вклад в их суммарное содержание вносят РЗЭ, в то время как в позднеолигоценовых — Zr и Nb. Так же как и на юннаньских месторождениях, рудоносные туфы во многих случаях превращены в каолинистые глины, что сильно затрудняет их полевую диагностику.

Несмотря на внешнее сходство туфогенных горизонтов обоих регионов и близость концентраций РЗЭ, их нормированные спектры кардинально отличаются: юннаньские показывают относительное обогащение пород тяжелыми, а приморские — легкими лантаноидами, при типичных для всех изученных РМ-горизонтов Eu-минимумах разной глубины (рис. 1). Подобное различие во многом определяется неодинаковым составом родоначальных магм: в первом случае это были туфы щелочного состава (от трахибазальтов до пантеллеритов), во втором — кислые туфы.

Характерная особенность всех изученных руд юннаньского типа — это редкая встречаемость пер-

Содержание редких металлов в редкометалльных туфогенных горизонтах угольных месторождений Южн. Китая [2] и Приморья [3]

Регион	Южн. Китай			Приморье		
	P ₂			Pg ₁₋₂		Pg ₃
Месторождение	Квиджинг	Жаотонг	Женксионг	Фурмановское	Ванчинское	Нежинское
TR ₂ O ₃ , %	0.14	0.14	0.12	0.17	0.11	0.08
ZrO ₂ , %	0.59	0.83	0.37	0.02	0.02	0.18
Nb ₂ O ₅ , %	0.05	0.06	0.03	0.005	0.004	0.027
Сумма, %	0.78	1.03	0.52	0.19	0.14	0.29

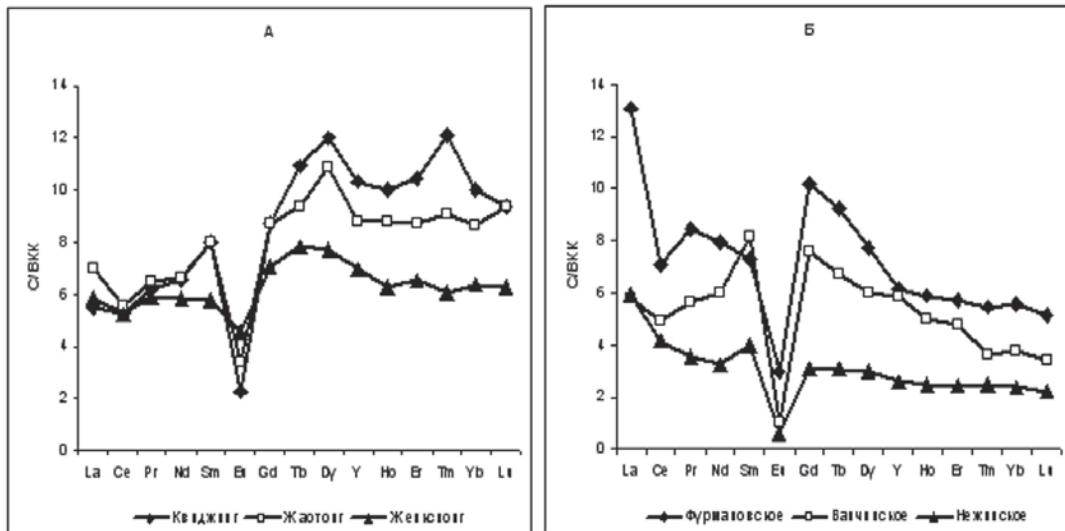


Рис. 1. РЗЭ-спектры редкометалльных туфогенных горизонтов Ю. Китая и Приморья. Нормировано на содержание РЗЭ в верхней континентальной коре [7]

вично-магматических минералов редких металлов. Подавляющая их часть представлена тонкодисперсными аутигенными минералами, образующими кластеры в глинистой матрице (рис. 2А), агрегаты микрористаллов, выполняющих поры в каолините (рис. 2Б) и пленочные выделения на его поверхности (рис. 2В-Е). Очевидно, что все они образовались в результате переотложения редких металлов из первично магматических минералов под действием гидротермальных растворов, вызвавших аргиллизацию первичных пород [6]. Это позволяет именовать подобную минерализацию туфогенно-гидротермальной.

РЗЭ-минералы (фторкарбонаты, фторсульфаты, реже – фосфаты), несмотря на спорадическое сильное обогащение этих пород иттрием (до 0,2%), в основном содержат только легкие лантаноиды (рис. 3). Это дало возможность выдвинуть предположение об

ион-сорбционной форме нахождения основной части тяжелых РЗЭ в туфогенных глинах [5, 6]. Важно подчеркнуть, что в технологическом отношении глинистые туфогенные руды с преобладанием карбонатной и ион-сорбционной форм нахождения РЗЭ представляют собой сырье, особенно перспективное для промышленного освоения. Не исключено, что в будущем они смогут заместить ион-сорбционные руды из кор выветривания – в настоящее время главный мировой источник иттрия, а также средних и тяжелых лантаноидов, запасы которых в Китае уже почти исчерпаны.

Туфогенная РЗЭ-минерализация юннаньского типа может быть обнаружена и на территории ряда других угольных бассейнов нашей страны. На это указывает широкое развитие в угольных пластах Кузбасса, Южно-Якутского и Минусинского бассейнов редкометалльных тонштейнов, содержащих anomalously высокие концентрации РЗЭ, а также Zr и Nb [2 и библиография к этой работе]. Частая их встреча-

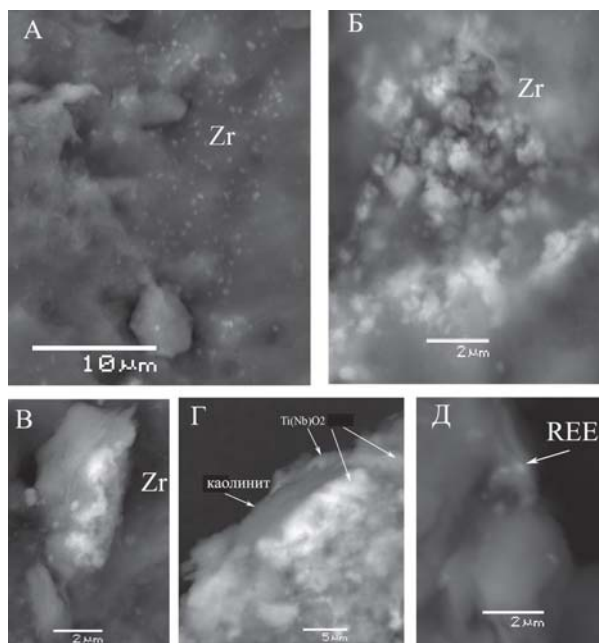


Рис. 2. Минералы редких металлов в аргиллизированных туфах провинции Юннань. А-В – цирконы; Г – ниобиевый рутил; Д – рабдофан

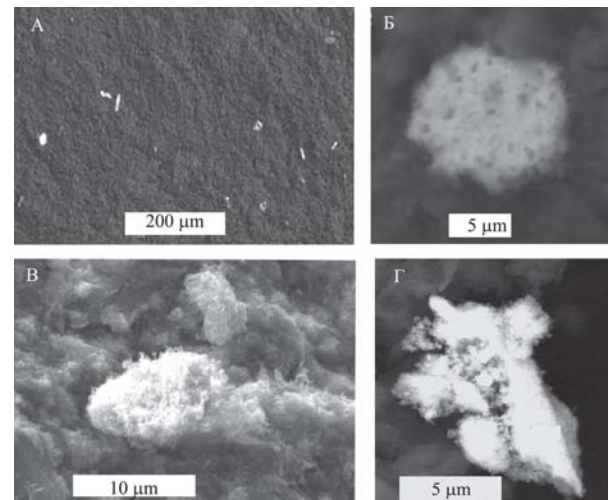


Рис. 3. РЗЭ-фторкарбонаты (А, Б – Китай) и РЗЭ-фторсульфаты (В, Г – Приморье) в туфогенных горизонтах угленосных отложений. А – вкрапленность бастанезита (белое); Б – синхизит; В – Nd-фторсульфат (Ванчжинское месторождение), Г – то же (Нежинское)

емость дает основание прогнозировать возможность открытия в этих бассейнах мощных горизонтов рудоносной пирокластики и за пределами угольных пластов. Особого внимания заслуживает Эльгинское месторождение в Южн. Якутии, формирование которого происходило на фоне мощного эксплозивного вулканизма щелочного состава [1]. При этом такой по-исковый признак металлоносных туфогенных горизонтов, как наличие гамма-аномалий в разрезе угленосных отложений, существенно упрощает выявление подобных руд.

Работа выполнена при поддержке Президиума РАН (программа № 24), РФФИ (проект 10-05-91160-ГФЕН) и NSFC (проект 40930420).

Литература

1. Желинский В.М., Митронов Д.В. О роли вулканизма в формировании мощных угольных пластов Эльгинского месторождения Южно-Якутского бассейна // Литология нефтегазоносных и угленосных отложений Якутии. Якутск. 1990. С. 110–116.

2. Середин В.В. Металлоносность углей: условия формирования и перспективы освоения // Угольная

база России. Т. VI. М.: Геоинформмарк. 2004. С. 453–519.

3. Середин В.В., Чекрыжов И.Ю., Попов В.К. Редкометалльные туфы кайнозойских угленосных впадин Приморья, сформированных в обстановке скольжения литосферных плит // Геологические процессы в обстановках субдукции, коллизии и скольжения литосферных плит. Владивосток: Дальнаука. 2011. С. 375–377.

4. Юдович Я.Э., Кетрис М.П. Неорганическое вещество углей. Екатеринбург: Наука, 2002. 422 с.

5. Dai S., Zhou Y., Zhang M. et al. A new type of Nb (Ta)–Zr(Hf)–REE–Ga polymetallic deposit in the late Permian coal-bearing strata, eastern Yunnan, southwestern China: possible economic significance and genetic implications // Int. J. Coal Geol., 2010. V.83. P. 55–63.

6. Seredin V.V., Dai S. Coal deposits as potential alternative sources for lanthanides and yttrium // Int. J. Coal Geol., 2011. <http://dx.doi.org/10.1016/j.coal.2011.11.001>

7. Taylor S. R., McLennan S. M. The continental crust: its composition and evolution. Oxford: Blackwell, 1985. 312 pp.

АЛМАЗ КАК МИНЕРАЛ-ИНДИКАТОР

ТИПОМОРФИЗМ АЛМАЗОВ КАК ОСНОВНОЙ КРИТЕРИЙ ДИАГНОСТИКИ АЛМАЗОНОСНОГО ПЕТРОФОНДА

Н. Н. Зинчук

Западно-Якутский научный центр АН РС(Я), Мирный

nnzinchuk@rambler.ru

Для комплексных геологических исследований с целью оценки перспектив алмазоносности той или иной территории древних платформ мира важным является районирование по степени перспективности — путём вычленения из объектов поисков площадей, явно бесперспективных. Всесторонние исследования алмазов из всех разновозрастных коллекторов и кимберлитовых диатрем Сибирской платформы с использованием различных минералогических классификаций, позволили нам выработать систему анализа их типоморфных особенностей, выделить крупные ассоциации и на структурно-тектонической и формационной основе провести региональное (мелкомасштабное) минерагеническое районирование платформы с выделением четырёх субпровинций: Центрально-Сибирской, Лено-Анабарской, Тунгусской и Алданской. Для выполнения этой важнейшей задачи использованы как материал нашего изучения алмазов, так и обобщение данных других исследователей.

Так, в россыпях **Центрально-Сибирской субпровинции** отмечено высокое содержание кристаллов октаэдрического и ромбододекаэдрического габитусов (при различном их соотношении по отдельным алмазоносным районам) ассоциации «мирнинского» типа и низкое (не более 10 %) — округлых алмазов «уральского (бразильского)» типа и кубоидов. В пределах **Лено-Анабарской субпровинции** выделяются две алмазоносные области: Кютюнгинская (Приленская) и Лено-Оленёкская. В россыпях первой области установлены кристаллы алмаза октаэдрического габитуса (ассоциация «кютюнгинского» типа, характерная для богатого первоисточника кимберлитового типа). В отличие от этого, в россыпях Анабаро-Оленёкской области наблюдается резкое преобладание алмазов из первоисточника невыясненного генезиса (ассоциация «эбеляхского» типа) с преобладанием кристаллов П, У и УП разновидностей (по классификации Ю. Л. Орлова), типичных округлых алмазов во всех возрастных (со среднего триаса) и генетических типах отложений. **Тунгусская субпровинция** также разделена нами на две области: Байкитскую и Южно-Тунгусскую. Для россыпей последней характерно резкое преобладание округлых алмазов «уральского» («бразильского») типа и присутствие значительного (до 10 %) количества балласов. В Байкитской области преобладают кристаллы октаэдрического габитуса ассоциации «мирнинского» типа, характерной для богатых кимберлитовых трубок, при значительном содержании типичных округлых алмазов, особенно в крупных классах, что характерно для периферийных частей древних платформ. **Алданская субпровинция** характеризуется единичными находками округлых алмазов, в том числе с признаками древности (меха-

нический износ, ромбический узор трещин, зелёные пятна пигментации).

При среднемасштабном районировании мы также использовали структурно-тектонические и минералогические критерии (выделение ассоциаций алмазов). Так, при подобном районировании обычно используется правило Клиффорда, по которому высокоалмазоносные кимберлиты приурочены к линейным зонам тектонической активизации в пределах архейских кратонов. Центрально-Сибирская субпровинция охватывает два таких кратона (Ботубинский и Тунгский), которые пересекаются Вилюйско-Мархинской (на юге) и Далдыно-Алакитской (на севере) зонами тектонической активизации северо-восточного простирания. Именно к ним приурочены алмазоносные кимберлитовые трубки субпровинции. Однако в основу этого районирования положены минералогические критерии, поскольку алмаз является полигенным минералом с характерным комплексом типоморфных особенностей, что позволило Ю. Л. Орлову на севере Сибирской платформы выделить кристаллы 11 разновидностей, каждая из которых отражает специфику условий формирования алмазов.

Выделенные разновидности существенно различаются: I — октаэдры, переходные формы, ламинарные ромбододекаэдры, типичные округлые алмазы, додекаэдры с шагренью и полосами пластической деформации жильного типа, бесцветные кубоиды; II — желто-окрашенные кубоиды; III — серые кубоиды; IV — кристаллы с окрашенной оболочкой; V–VII — графитизированные ромбододекаэдры и сложные двойники додекаэдров с легким изотопным составом углерода; VI — баллас; VIII — поликристаллические агрегаты; IX — мелкозернистый борт; X — карбонадо; XI — алмазы импактного генезиса.

Вместе с тем, резко преобладающие в кимберлитовых телах кристаллы I разновидности также заметно отличаются по своим кристалломорфологическим и некоторым физическим особенностям, что обусловлено как различием условий их образования в отдельных кимберлитовых трубках и кимберлитовых полях, так и последующими эпигенетическими изменениями в процессе внедрения кимберлитовых расплавов (растворение, травление, пластическая деформация и др.). Алмазы I разновидности нами подразделяются на семь больших групп (октаэдры, ламинарные ромбододекаэдры и переходными между ними формы, округлые алмазы «уральского» («бразильского») типа и додекаэдровиды с шагренью и полосами пластической деформации жильного типа, бесцветные кубоиды и бесформенные осколки без признаков кристалломорфологической огранки). Среди алмазов первых трех групп выделяются семь морфологических

типов кристаллов по характеру гранной морфологии (плоскогранные октаэдры, кристаллы с тригональными слоями роста, индивиды со сноповидной и занозистой штриховкой и округлоступенчатые, кристаллы с блоковой скульптурой и индивиды с полицентрическими растущими гранями).

Различные сочетания алмазов генетических разновидностей, а также кристалломорфологических групп I разновидности образуют их **минеральные ассоциации**, являющиеся преимущественно парастерическими, свойственные какому-либо конкретному месторождению. Эти ассоциации, в свою очередь, группируются в несколько семейств (макроассоциаций), отражающие специфику кимберлитового магматизма.

На основе комплексных минералогических исследований алмазов выделяются пять типов первоисточников, характеризующихся набором определённых морфогенетических их разновидностей (*a* — кимберлитовый высокоалмазоносный, *b* — кимберлитовый убогоалмазоносный, *c* — метаморфогенный с алмазами II разновидности, *e* — невыясненного генезиса с преобладанием кристаллов V и VI разновидностей и *d* — импактный). Такая типизация петрофонда имеет важное значение для выбора направления геологоразведочных работ. На такой основе нами проведено среднемасштабное минерагеническое районирование всех четырёх выделенных субпровинций. Например, в Центрально-Сибирской субпровинции раздельно выполнено районирование по всем её пяти алмазоносным районам: Малоботуобинскому, Моркокинскому, Далдыно-Алакитскому, Муно-Тюнгскому (северо-западная его часть), Средне-Мархинскому. Лено-Анабарская субпровинция разделена на две алмазоносные области — Кютюнгинскую и Анабаро-Оленёкскую, заметно различающиеся как по истории геологического развития, так и по типоморфным особенностям алмазов. В свою очередь, Анабаро-Оленёкская область состоит из трёх алмазоносных районов: Анабарского, Средне- и Нижнеолёнского. В пределах Тунгусской субпровинции по типоморфным особенностям алмазов выделяются две заметно различающиеся области: Байкитская (северная часть Енисейского кряжа и Байкитская синеклиза) и Саяно-Тунгусская. В пределах Алданской субпровинции известны единичные находки алмазов, представляющие минералогический интерес.

Каждая алмазоносная субпровинция и составляющие её кимберлитовые поля существенно отличаются по особенностям алмазов как в кимберлитовых трубках, так и в продуктивных осадочных толщах. Так, например, алмазы из разновозрастных россыпей **Центрально-Сибирской субпровинции** и поставляющих их кимберлитовых диатрем всех пяти районов характеризуются определённым комплексом типоморфных особенностей и набором минералогических ассоциаций. Область развития отдельных макроассоциаций (семейств) в пределах субпровинции обычно ограничивается алмазоносным районом, в пределах которого распространены комплексы разновозрастных прибрежно-морских и терригенных древних вторичных коллекторов верхнепалеозойского и мезозойского возраста, что свидетельствует о формировании

последних за счёт размыва более древнего коллектора или коренного источника среднепалеозойского возраста. Миграционная способность алмазов из россыпей, сформированных за счёт размыва кимберлитовых тел среднепалеозойского возраста и древних вторичных коллекторов, обычно ограничивается пределами алмазоносного района. Протяжённость россыпей современного возраста, сформированных за счёт размыва как непосредственно кимберлитовых тел, так и разновозрастных древних вторичных коллекторов, составляет до 300 км и более (россыпи среднего течения р. Вилюй и среднего течения р. Марха), причём эти россыпи выходят за пределы алмазоносного района. Их алмазоносность заметно снижается вниз по течению указанных водотоков I порядка. Среди алмазов из этих россыпей значительную долю (до 10 %) составляют округлые алмазы «уральского» («бразильского») типа, практически отсутствующие в высокопродуктивных кимберлитовых телах Мало-Ботуобинского и Среднемархинского районов. Здесь отмечена ассоциация алмазов с желтовато-оранжевыми кубоидами II разновидности и балласами VI разновидности («тунгусского» и «уральского» типов), часть из которых — с признаками травления, не характерными для кристаллов из трубок среднепалеозойского возраста, а также механического износа. Они могут являться региональным фоном, на который наложены «мирнинская» и «накынская» минералогические ассоциации алмазов. Доля алмазов этого минералогического фона увеличивается вверх по течению р. Вилюй выше устья р. Малая Ботуобия, причём особенно резко — выше Улутогинской петли. Следует при этом отметить полигенность минералогических ассоциаций алмазов из разновозрастных россыпей в пределах отдельных алмазоносных районов (Малоботуобинский и Среднемархинский) с широким проявлением россыпной алмазоносности, достигающей промышленных концентраций.

Комплексное исследование алмазов из разновозрастных вторичных коллекторов **Лено-Анабарской алмазоносной субпровинции** также позволило выделить их типоморфные особенности и типы первоисточников, что можно использовать как для целей диагностики кимберлитового материала в осадочных толщах, так и регионального и локального прогноза их коренных источников. К сожалению, не по всем известным вторичным коллекторам региона добыто представительное для статистической характеристики количество алмазов. Поэтому одной из неотложных задач при проведении геологоразведочных работ в северо-восточных районах Сибирской платформы является представительное опробование всех потенциально алмазоносных древних вторичных коллекторов различного возраста и генезиса, что позволит провести районирование региона по типоморфным особенностям кристаллов и позволит локализовать участки повышенной концентрации кимберлитового материала. Здесь способ прогнозирования и поисков коренных месторождений алмазов по самим алмазам представляется более перспективным по сравнению с традиционным шлихо-минералогическим методом из-за сильного износа минералов-спутников в ряде типов геолого-поисковых обстановок.

В Тунгусской супровинции (Иркутская область, Присяянье и бассейн р. Нижней Тунгуски) алмазы характеризуются в целом сходством типоморфных особенностей, которые сближают их с кристаллами некоторых складчатых областей России (Северный и Средний Урал, Средний Тиман). В свою очередь, они схожи с алмазами из известных докембрийских алмазоносных формаций мира. Общими чертами, сближающими россыпи двух пространственно разобщённых регионов этой алмазоносной субпровинции (бассейна р. Нижняя Тунгуска и Присяянье) являются: преобладание типичных округлых алмазов «уральского» («бразильского») типа I разновидности в ассоциации с балласами VI и карбонадо X разновидности; низкое содержание двойников и сростков; высокое содержание кристаллов с признаками природного травления (леденцовая скульптура оплавления, каверны, дисковая и черепитчатая скульптуры); высокая степень прозрачности; низкое содержание кристаллов с лилово-коричневой и относительно высокое — с бледно-зеленой окраской цвета морской волны, сравнительно высокое (на порядок выше по сравнению с кристаллами Урала и Тимана и на два порядка по срав-

нению с алмазами северо-востока Сибирской платформы) содержание алмазов с бурыми пятнами пигментации и буро-желтой окраской радиационного происхождения; низкое содержание эпигенетических графит-сульфидных включений и сравнительно высокое — сингенетических включений. Среди последних преобладают минералы эфлогитовой ассоциации (оранжевый гранат и омфацит). Характерны также высокая степень сохранности (целостности) и низкая степень трещиноватости; высокое содержание кристаллов со своеобразным механическим износом (выкрашивание, фигуры удара и ромбический узор трещин) при отсутствии «истирания», характерного для россыпей северо-востока Сибирской платформы и, в меньшей степени, Урала; высокое качество алмазного сырья.

Приведённые данные свидетельствуют о множественности коренных источников алмазов на различных участках развития разновозрастных осадочных алмазоносных формаций Сибирской платформы. Всё это ещё раз подчёркивает, что алмаз является самым главным минералом, подтверждающим наличие в осадочных толщах кимберлитового или лампроитового материала.

КРИВОГРАННЫЕ АЛМАЗЫ ДЕВОНСКИХ РОССЫПЕЙ ТИМАНА И ИХ ВЕРОЯТНЫЕ КОРЕННЫЕ ПЕРВОИСТОЧНИКИ

Б. А. Мальков¹, М. Л. Холопова²

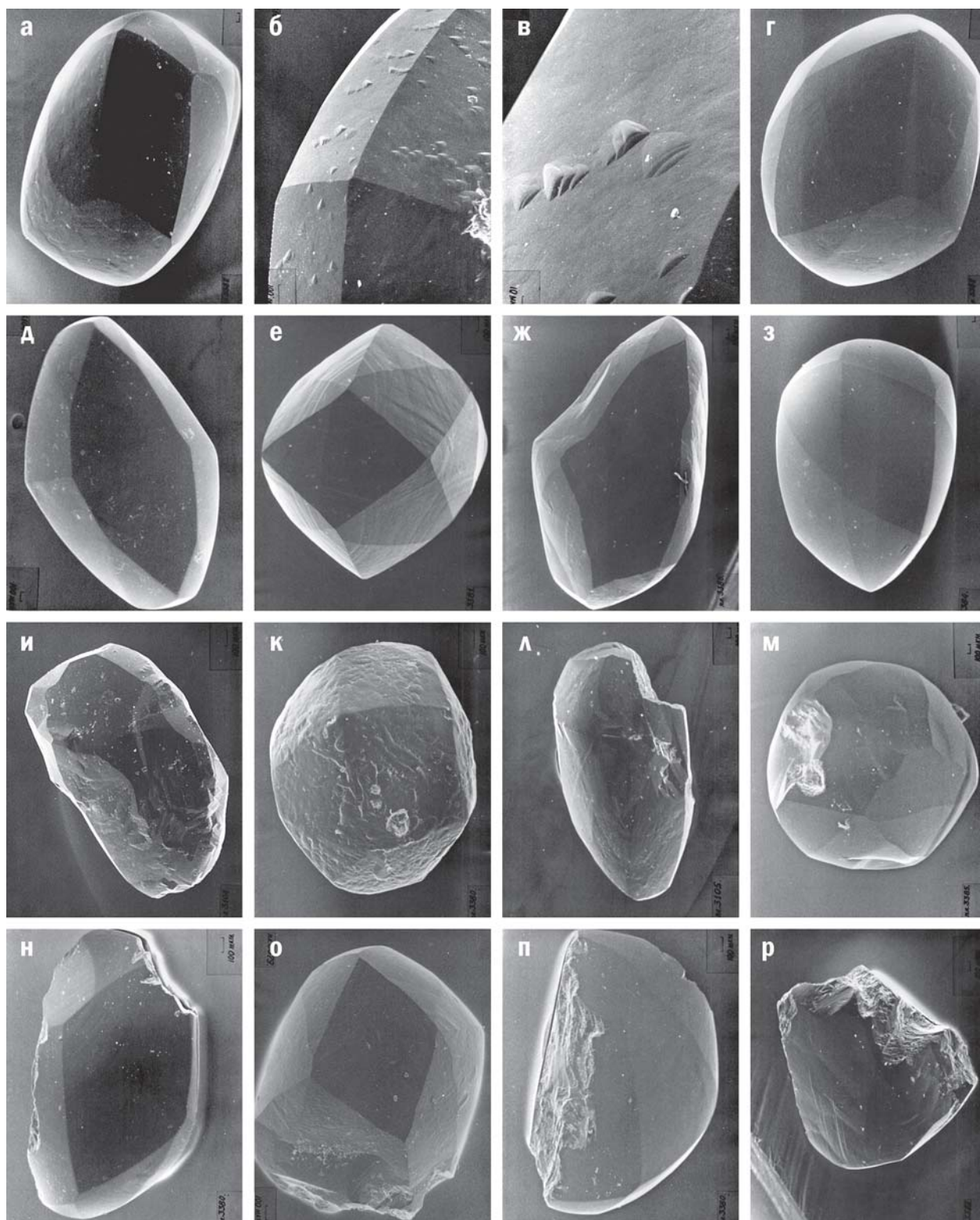
¹ Коми государственный пединститут, Сыктывкар

² Московский государственный университет, Москва

malkov36@mail.ru

В позднеэффельских грубообломочных прибрежно-морских отложениях на северном погружении Вымско-Вольской гряды на Среднем Тимане в 1980-е гг. была выявлена полиминеральная россыпь Ичетью с разведанной площадью 90 км² [11]. В ней наряду с высокопробным кластогенным золотом и редкометальными и редкоземельными минералами присутствовали мелкие кривогранные алмазы ювелирного качества. Их средняя стоимость по 150 долларов за карат — втрое выше средней стоимости алмазов из кимберлитового месторождения имени В. Гриба в Архангельской алмазоносной провинции (ААП). В россыпи Ичетью преобладали мелкие алмазы массой 0.1–0.5 карата. Редко встречались «каратники». За всё время поисков был найден только один алмаз массой более 2 карат (446 мг). В наиболее богатых «струях» продуктивного пласта содержание алмазов повышалось до 30 мг/м³. Мощность золотоносного с алмазами продуктивного «пласта» в месторождении Ичетью составляет 0.8 м при среднем содержании золота 1 г/м³ и алмазов 5–10 мг/м³. За всё время поисково-оценочных работ из палеороссыпи в карьере 104–173 на берегу Умбы было извлечено около 300 алмазов общей массой 80 карат и несколько килограммов золота [5].

Надежды геологов на скорое обнаружение на Среднем Тимане алмазоносных кимберлитов не оправдались. Все обнаруженные в 1970-е гг. в пределах Вымско-Вольской гряды кимберлитовые и альнётитовые трубки, по экспертному заключению учёных и результатам прямого опробования керна скважин оказались «пустыми» [2, 7]. Долгое время геологи тешили себя надеждами, что где-то поблизости на Тимане должны присутствовать алмазоносные кимберлиты с алмазами такого же, как в девонских россыпях, облика и ювелирного качества. Они *a priori* полагали, что возраст алмазоносных кимберлитов окажется таким же, как у известных «пустых» кимберлитовых и альнётитовых трубок Умбинского поля. Но определения изотопного возраста кимберлитов и альнётитов, выполненные К–Аг методом по флогопиту и другим минералам, давали крайне разноречивые результаты. Цирконы и перовскиты, самые надёжные для целей изотопного датирования пород минералы, к сожалению, проанализированы не были. Не установив точных временных взаимоотношений известных кимберлитов Умбинского поля и алмазоносных россыпей месторождения Ичетью, трудно было рассчитывать на успешное решение



Округлые и кривогранные алмазы месторождения Ичтыю со следами экзогенных повреждений первичных (эндогенных) кристаллографических элементов:

а–к – целые (*а, г, д, е, ж, з*) и почти целые кристаллы с потёртой поверхностью и мелкими выбоинами (*и, к*); на поверхности граней растворения видны акцессории регенерации (*б, в*) и отчётливые следы первичной ростовой зональности октаэдрических граней (*е*); *л–р* – кристаллы и их фрагменты с крупными выбоинами (*м*), сколами (*л, н, о, п, р*); некоторые кристаллы имеют сферическую (*м, п*) или яйцевидную (*з*) форму и гладкую поверхность со следами утраченных гранных швов (*м*) и «потёртых» акцессорий регенерации; на некоторых кристаллах видны отчётливые следы эндогенных пластических деформаций (*л, р*). Сканирующий электронный микроскоп MSM-5, Akashi. Оператор В.Н. Филиппов

основных проблем алмазности Тимана. Одним из доводов предполагаемой близости алмазных кимберлитов к известным россыпям Среднего Тимана, по заключению А. Б. Макеева и В. А. Дудара, служил «очевидный» (?) слабый механический износ кривогранных алмазов. Пласт продуктивных грубообломочных отложений месторождения Ичетью те же авторы произвольно «переименовали» в алмазные «туффизиты», а все ультраосновные магматические породы на Четласком камне в истоках р. Мезени (пять интрузивных тел) и на Выско-Вольской гряде (четыре трубки) — назвали кимберлитами, лампроитами и санидиновыми лампрофирами [3]. Выдавая желаемое за действительное, авторы «туффизитовой» модели постарались очень далёким от науки и здравого смысла способом решить сразу все проблемы коренной и россыпной алмазности Тимана. Ещё более экзотический коренной первоисточник тиманских россыпных алмазов предложил Э. С. Щербаков. По его мнению [11, с. 23], «... вполне вероятно, что таковыми служили целочные метасоматиты Четласского камня». А сами продуктивные грубообломочные отложения месторождения Ичетью, без веских доказательств, превратились у него из прибрежно-морских [5–8] в пролювиальные отложения временных потоков [11].

Достоверного изотопного возраста кимберлитовых и альнётитовых трубок Умбинского поля мы, к сожалению, не знаем до сих пор, но их относительная геологическая молодость (!) по отношению к позднеэфельской полиминеральной россыпи Ичетью достаточно очевидна. Так, в трубке Умбинской обнаружены ксенолиты красных метаморфических сланцев лунвожской свиты рифея, представляющие несомненные остатки девонских (живетских) латеритных кор выветривания, развитых на докембрийском субстрате тиманид. Кимберлитовая трубка Умбинская, кроме того, перекрыта с разрывом мощной (~50 м) толщей «кыновских» вулканогенно-осадочных отложений, относимых ранее к франу, а в последнее время — к верхнему живету [7, 8]. Возраст «свежего» флогопита из автолитов трубки Средненской, определённый K–Ar методом, составляет 390 ± 14 млн лет, по данным Л. П. Бакулиной, и $382 \pm 386 \pm 10$ млн лет, по данным С. М. Саблукова [8]. Интервал 390–382 млн лет в Международной стратиграфической шкале 2008 года отвечает живетскому веку и раннему франу. То есть, по совокупности всех геологических и геохронологических данных, кимберлитовые и альнётитовые трубки Умбинского поля явно моложе позднеэфельских алмазных россыпей месторождения Ичетью. **Из этого следует, что первоисточниками алмазов в девонских россыпях Среднего Тимана служили какие-то другие, заведомо более древние, чем трубки Умбинского поля, «додевонские» кимберлиты, локализованные, вероятно, далеко за пределами структур Тиманского кряжа.** Тиманиды, как известно, окаймляют с северо-востока эпикаральскую Русскую платформу (кратон) и имеют байкальский возраст, и потому алмазных кимберлитов на Тимане нам, согласно известному «правилу Клиффорда», ожидать не приходится. Действительно, алмазные

кимберлиты встречаются, за редкими исключениями, только в пределах самих кратонов, но не в структурах байкальского или ещё более молодого складчатого обрамления [5].

Детальное изучение морфологических особенностей естественной поверхности россыпных алмазов месторождения Ичетью под электронным микроскопом позволило увидеть на кристаллах многочисленные выбоины, шрамы, сколы и другие признаки их дальней аллювиальной транспортировки (рисунок).

Слабая матировка и шероховатая поверхность кристаллов также являются следствием механических воздействий твёрдых частиц в речном потоке. Следствием дальней речной транспортировки изученных алмазов служит также обилие (около 48 %) механически повреждённых в речном потоке индивидов. На долю целых кристаллов приходится 52 %, почти целых с отколотыми краями — 24 %, расколотых кристаллов («половинок») примерно 6 % и обломков — 15 % [7, 9].

Анализ и обобщение всех геологических и минералогических данных по проблеме алмазности Среднего Тимана позволяют сегодня сделать следующие принципиальные выводы, которыми следует руководствоваться при дальнейших поисках месторождений алмазов на Тимане:

(1) Первоисточниками россыпных алмазов на Тимане были древние (вероятно, кембрийские или вендские) алмазные кимберлиты Русской платформы, локализованные где-то за пределами байкальских структур Тиманского кряжа [7].

(2) Морфология кривогранных алмазов Тимана в своей основе является эндогенной. Округлый облик кристаллов — это конечный или промежуточный результат растворения в верхней мантии плоскогранных алмазов задолго до их последующего выноса на земную поверхность кимберлитовыми или иными магмами в одну из вероятных эпох платформенного вулканизма [4].

(3) Высокое ювелирное качество кривогранных алмазов из девонских россыпей, следы механического износа и повреждений кристаллов типа выбоин, сколов, шрамов, говорят о дальнем их речном переносе до попадания в прибрежную зону девонского Печорского моря у берегов Тиманской суши.

(4) Морфологическое сходство алмазов из россыпей Тимана и Урала [4] и кимберлитовых трубок Архангельской провинции [1] свидетельствует об однотипных процессах формирования кривогранных алмазов в литосферной мантии кратонов Русской платформы [4]. Они (эти процессы) происходили ещё задолго до проявлений девонского, в ААП [6], и поздневендского (558 ± 56 млн лет), в Вишерском Приуралье [10], кимберлитового вулканизма.

(5) Преобладающая (в россыпях Урала) и значительная (в кимберлитах ААП) часть кривогранных алмазов принадлежит эоклогитовому мантийному парагенезису. Парагенезис аналогичных по форме алмазов ювелирного качества из россыпей Тимана, к сожалению, установлен не был, а изготовленные из этих алмазов бриллианты «ушли» на украшение золотого герба Республики Коми, хранящегося ныне в её Национальном музее.

(6) Абсолютный возраст алмазоносных кимберлитов Русской платформы, питающих россыпи Среднего Тимана, ещё не установлен, хотя его можно определять прецизионными локальными изотопными методами по «кимберлитовым» цирконам, извлечённым из продуктивных отложений месторождения Ичетью.

* * *

Авторы признательны руководству УГРЭ за переданную нам в 1990 г. на экспертизу коллекцию первых тиманских алмазов (рисунок).

Литература

1. Атлас. Морфогенез алмаза и его минералов-спутников из кимберлитов и родственных пород Архангельской алмазоносной провинции. М.: Полярный круг, 2005. 624 с.
2. Гаранин В.К., Кудрявцева Г.П., Мальков Б.А. Мантийные включения в диатремах северо-востока Русской платформы // Докл. АН СССР, 1979. Т. 249. № 3. С. 680–883.
3. Макеев А.Б., Дудар В.А. Минералогия алмазов Тимана. СПб.: Наука, 2001. 335 с.
4. Мальков Б.А. Генезис кривогранных алмазов Тимана и Урала // Докл. АН СССР, 1992. Т. 323. № 4. С. 753–755.
5. Мальков Б.А. Тиманское небо в алмазах: реальные перспективы коренной и россыпной алмазоносности Среднего Тимана // Алмазы и благородные металлы Тимано-Уральского региона: Матер. Всерос.

совещ. Сыктывкар: ИГ Коми НЦ УрО РАН, 2006. С. 100–101.

6. Мальков Б.А. Ксенолиты и ксенокристы в кимберлитах России. Сыктывкар: Коми пединститут, 2009. 96 с.

7. Мальков Б.А. Алмазы и золото из девонских россыпей Среднего Тимана // Геоматериалы для высоких технологий: алмазы, благородные металлы, самоцветы Тимано-Североуральского региона: Матер. Всерос. минералогич. семинара. Сыктывкар: Геопринт, 2010. С. 153–156.

8. Мальков Б.А., Холопова Е.Б. Трубки взрыва и алмазоносные россыпи Среднего Тимана. Сыктывкар: Геопринт, 1995. 52 с.

9. Мальков Б.А., Швецова И.В. Кривогранные алмазы и мелкое золото девонских россыпей Среднего Тимана // Алмазы и благородные металлы Тимано-Уральского региона: Матер. Всерос. совещ. Сыктывкар: ИГ Коми НЦ УрО РАН, 2006. С. 104–107.

10. Россыпи алмазов России / С.А. Граханов, В.И. Шаталов, В.Р. Штыров и др. Новосибирск: Гео, 2007. 457 с.

11. Щербakov Э.С. О результатах изучения россыпи Ичетью с помощью разных методов обработки минералогической информации // Геоматериалы для высоких технологий: алмазы, благородные металлы, самоцветы Тимано-Североуральского региона: Матер. Всерос. минералогич. семинара. Сыктывкар: Геопринт, 2010. С. 20–23.

НЕКОТОРЫЕ ДИСКУССИОННЫЕ ВОПРОСЫ

ГЕОЛОГО-ГЕНЕТИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ ФОРМИРОВАНИЯ ПАТОМСКОГО КРАТЕРА

А. А. Савичев

Санкт-Петербургский государственный горный университет, Санкт-Петербург

a_savichev@mail.ru

Патомский кратер является необычной современной (возраст около 500 лет) вулканоподобной постройкой из глыб неопротерозойских известняков на северо-востоке одноименного нагорья. С момента открытия кратера В. В. Колпаковым в 1949 г. генезис объекта остается дискуссионным, в литературе обсуждалась различные варианты его импактного [1–3], вулканического [4–6] и криогенного происхождения [7].

Патомский кратер (ПК) представляет собой кольцевую структуру центрального типа и состоит из внешнего склона конуса, кольцевого вала, кольцевого рва и центральной горки [4]. Расположен на крутом (~30°) склоне юго-западной экспозиции и уже частично подвергся гравитационно-осыпным процессам. Диаметр гребня кольцевого вала составляет 70–80 м, а превышение над поверхностью склона 18–20 (до 40) м.

Кратер расположен в южном складчатом обрамлении Сибирской платформы, где ареалы кайнозойского вулканизма не установлены, ближайшее Удоканское вулканическое поле удалено на юго-восток более чем на 150 км. Геологическое строение района (по результатам ГК 1:200 000, 1964–69 гг.) определяет положение кратера на восточном, погружающемся на юго-запад под углом 20–25°, крыле крупной (ширина ~15 км) синклинали складки, сложенной терригенно-карбонатными отложениями балаганской серии с возрастом 900–1000 млн. лет. Характерной чертой разреза является наличие ряда прослоев «черных сланцев». Вмещающими для ПК являются серые графитизированные известняки мариинской свиты, внутри кратера найдены глыбы метапесчаников и филлитовидных сланцев подстилающих толщ, часто со следами гидротермально-метасоматических изменений.

Для уточнения геологической структуры объекта и построения его геолого-геофизической модели в ходе экспедиции «Патомский кратер-2010», прове-

денной при поддержке и участии ИФК «Метрополь», «Фонда содействию сохранения озера Байкал» и С. М. Миронова, проведены гравиметрические и магнитотеллурические (МТЗ) исследования [8, 9], а также маршрутные геологические наблюдения и комплексное минералого-геохимическое опробование.

Анализ геоэлектрического разреза позволяет распознать складчато-блоковое строение района ПК (рис. 2). В разрезе выделяется четыре горизонта низкоомных графитизированных пород, смятых в складки более мелких порядков. Ядро синклинали в районе пикетов 1–4 осложнено двумя крутопадающими разломами, ограничивающими узкий (600–800 м) тектонический клин, к которому приурочен Патомский кратер. Особенностью данного блока является исчезновение в разрезе выдержанных по мощности и простиранию низкоомных горизонтов, соответствующих «черным сланцам», а также присутствие в близповерхностной части известняков мариинской свиты. При геологическом обследовании установлено, что контакты известняков с метапесчаниками подстилающей конкудерской свиты являются тектоническими. Таким образом, в районе исследований карбонатные отложения представляют собой эрозионный останец – узкий грабеновидный тектонический клин северо-западной ориентировки, разделенный более молодым субмеридиональным разломом на две части – приподнятую восточную и «просевшую» западную, к которой и приурочен ПК (рис. 3). Гравиметрические исследования, проведенные Д. Ю. Демежко и И. А. Угрюмовым в 2010 г., показали наличие под Патомским кратером куполовидной отрицательной аномалии, соответствующей зоне разуплотнения пород [9]. По всей вероятности, ей соответствует мощная карстовая полость, в настоящее время заполненная льдом.

Комплекс проведенных геолого-геофизических исследований значительно сужает круг существующих генетических моделей кратера. Морфострукту-

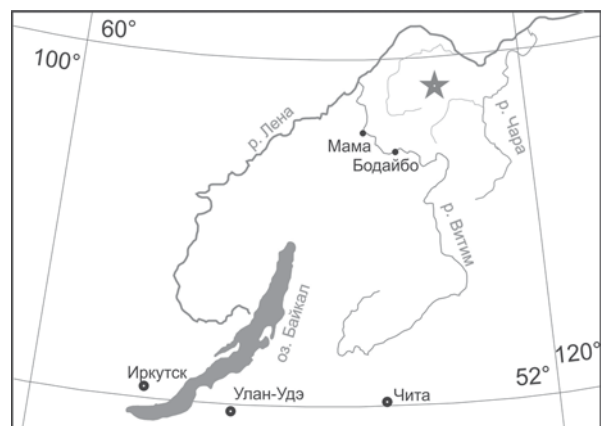


Рис. 1. Патомский кратер, вид с вертолета (фото А. А. Кара. На врезке – местоположение объекта.

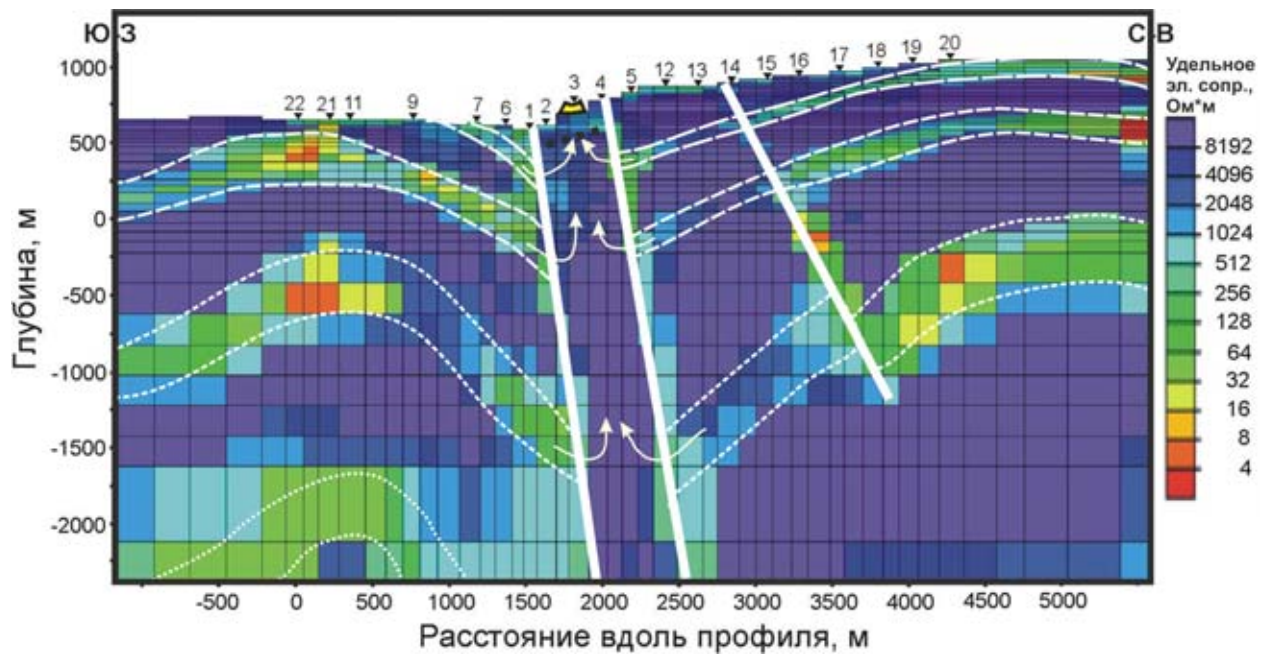


Рис. 2. Геологическая интерпретация геоэлектрического разреза МТЗ [8] через Патомский кратер. Белыми жирными линиями показаны разрывные нарушения, черной пунктирной — подошва известняков мариинской свиты, белыми пунктирными — горизонты углеродистых пород, стрелками — возможные пути миграции метана

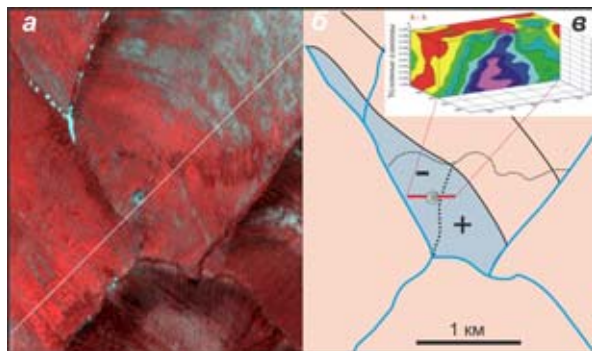


Рис. 3. Космоснимок (спутник Spot-2, разрешение 20 м на пиксель, белая линия — профиль МТЗ) района Патомского кратера (а), схема его дешифрирования (б) и гравитационная аномалия под кратером [9] — сечение куба в системе «VECTOR» (в)

ра насыпного конуса, отсутствие в нем пород зювит-тагамитового состава и специфичность гравитационного поля позволяет с большой вероятностью отвергнуть импактное происхождение Патомского кратера. Генетические модели, соотносящие ПК с традиционными [4, 5] и грязевыми [6] вулканами, находят серьезное ограничение ввиду отсутствия на геоэлектрическом разрезе вертикального флюидоподводящего канала глубинного заложения, являющегося неотъемлемой их частью.

Развитие изучаемой современной структуры в зоне многолетнемерзлых пород (ММП) придает криогенным процессам ведущую роль в процессе формирования Патомского кратера, который следует рассматривать как необычный гидролакколит. Такие образования широко распространены на севере Канады, Гренландии, в Якутской тундре, где имеют местные названия — пинго или булгунняхы. Сегрегационные пинго располагаются на плоских равнинных участках и являют собой результат вы-

давливания на поверхность деятельного слоя линзой льда при промерзании термокарстовых озер. Инъекционно-сегрегационные пинго могут наблюдаться в нижних, выположенных частях склонов гор, где образуются в условиях открытой системы — при вымораживании на поверхность скопившихся в ловушке подмерзлотных вод.

Строение криолитозоны исследуемого региона хорошо изучено на сопредельных территориях Западной Якутии. Там на водораздельных площадях она представлена чередующимися ярусами мерзлых, морозных и охлажденных ниже 0°C горных пород и имеет общую мощность около 850 м. Важнейшей особенностью криолитозоны является наличие газовых «подушек», накапливающихся под подошвой многолетнемерзлой толщи. Вблизи Патомского кратера В. И. Исаевым в газах, извлеченных из воды, установлены концентрации метана, достигающие 4 %, что даёт основание предполагать присутствие в районе исследований газовых гидратов [6]. Согласно данным В. С. Якушева в континентальных условиях при среднегодовой температуре поверхности -6°C гидраты метана стабильны на глубинах 230–550 м [10].

Возникновение крупного гидролакколита в пределах рассмотренного Патомского тектонического клина, по мнению автора, определяется уникальным совпадением геологических факторов: развитием ММП, изменяющих свою мощность под влиянием внешних и внутренних причин, наличием в зоне ММП «пробки» карстующихся известняков — коллекторов для метана или его газогидратной формы, и присутствием подстилающих горизонтов «черных сланцев» — потенциальных генераторов метана.

Ретроспективный анализ изменения среднегодовых температур за последнее тысячелетие показывает, что начало формирования кратера, определенное дендрохронологическим методом [4], точно совпада-

ет с самым значительным похолоданием на рубеже XV–XVI веков, известным как «малый ледниковый период». Похолодание могло спровоцировать переход метана, накопленного в карстовой ловушке под нарастившими свою мощность ММП, в газогидратную форму. Переход метан → гидрат метана проходил с выделением значительного количества энергии, вследствие чего из-за восходящего теплопотока, вероятно, происходило локальное протаивание ММП. Высвободившиеся напорные воды поступили в поровое пространство (фазовый переход метан → гидрат метана происходит со значительным уменьшением занимаемого пространства) и, поднимаясь вверх по ослабленной зоне, замерзли, что привело к увеличению объема и выворачиванию глыб известняков на поверхность с образованием насыпного конуса.

Современный облик кратера стал оформляться с XVIII века, когда наступила фаза потепления, и «ледяная пробка» под Патомским кратером начала медленно протаивать, вызывая медленное опускание вершины большого конуса с образованием центральной горки. Не исключено, что таяние ледяного стержня гидролакколита происходило не только в кровле, но и в подошве ММП, где могло быть вызвано поступлением глубинных флюидов. На эту мысль наводит необычная картина с отсутствием стратификации «черных сланцев» на геоэлектрическом разрезе в пределах Патомского клина. Возможным её объяснением могут служить тектоно-метасоматические процессы, происходившие со значительным перераспределением углеродистого и карбонатного вещества во время девонской активизации региона. Минералогическо-петрографические исследования метаосадочных пород кратера показали, что они были подвержены полистадийным гидротермальным изменениям (карбонатизация филлитов, березитизация метапесчаников, образование галенит-кварцевых и флюорит-карбонатных жил с приальбандовой графитизацией в известняках), указывающим на историческую флюидоактивность в зонах тектонических нарушений. Такие наблюдения ставят вопрос о необходимости дальнейшего изучения роли современных эндогенных про-

цессов при формировании этой уникальной геологической структуры.

Литература

1. Колпаков В.В. Загадочный кратер в Патомском нагорье // Природа. 1951. № 1–2. С. 58–61.
2. Портнов А.М. Патомский кратер — след Тунгусского явления? // Земля и Вселенная. № 1. 1993. С. 77–81.
3. Симонов И.В., Бивин Ю.К. Математическое и экспериментальное моделирование образования уникального Патомского кратера. Препринт № 803. М.: Институт проблем механики РАН, 2006. 21 с.
4. Антипин В.С., Воронин В.И., Федоров А.М. Патомский кратер в Восточной Сибири // Природа, № 9. 2008. С. 69–75.
5. Антипин В.С., Федоров А.М. Происхождение Патомского кратера (Восточная Сибирь) по геолого-геохимическим данным // ДАН. Т. 423. №3. 2008. С. 361–366.
6. Исаев В.П., Исаев П.В. Патомский вулкан / Патомский кратер: научные исследования в XXI веке. М., 2011. С. 76–87.
7. Савичев А.А. Геология, вещество и криолитозона района Патомского кратера — ключ к разгадке феномена. / Патомский кратер: научные исследования в XXI веке. — М. 2011. С. 104–124.
8. Миронов С.М., Ингеров О., Егоров А.С. и др. Предварительные результаты электроразведочных работ АМТ-МВЗ экспедиции «Патомский кратер-2010» // Геофизика. 2011. № 2. С. 35–41.
9. Демежко Д.Ю., Бычков С.Г., Урюмов И.А. Гравиметрические исследования Патомского кратера / Вопросы теории и практики геологической интерпретации геофизических полей: Матер. 38-й сес. Междунар. науч. семинара им. Д. Г. Успенского (Пермь, 24–28 января 2011 г.). Пермь: Ги УрО РАН. С. 97–100.
10. Якушев В.С., Перлова Е.В., Махонина Н.А. и др. Газовые гидраты в отложениях материков и островов // Ж. Рос. хим. об-ва им. Д. И. Менделеева, 2003. Т. XLVII, № 3. С. 80–90.

К ГЕНЕЗИСУ ВУЛКАНОГЕННОГО ВЕЩЕСТВА В ОСАДОЧНЫХ ПОРОДАХ СЕВЕРА ЧУКОТКИ

И. В. Тибилов

Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург

itibilov@yandex.ru

Морские осадочные комплексы мезозойского региона, в составе которых наблюдается вулканогенный материал, формировались на зрелой дорифейской континентальной коре, сложенной глубокометаморфизованными орто- и парапородами, существенно гранитизированными в пределах древних поднятий. Мощность земной коры региона составляет в целом около 40 км, мощность собственно осадочного чехла варьирует от 1–3 до 5–7 км [2, 9].

При сравнительно небольшой мощности осадочного слоя (плитного комплекса) общая мощность морских отложений фанерозоя в пределах региона существенно превышает 15 км [1, 5], что порождает проблему несоответствия стратиграфической и структурной мощностей осадочного чехла. Особенно остро эта проблема встает для позднемезозойских прогибов с большими стратиграфическими мощностями на поднятых блоках фундамента [6, 8]. Острота проблемы снимается, на первый взгляд, с принятием представлений о проградационной природе подобных прогибов, слагаемых отложениями мырговаамской серии позднеюрско–неокомского возраста. Но из структурных построений следует, что в таких прогибах не остается геологического пространства для отложений предшествующих седиментационных циклов.

Решение проблемы видится в предположении о том, что в ходе формирования подобных проградационных прогибов происходило практически полное переотложение (проградационное «замещение») ранее накопленных пород осадочного чехла *in situ* [6, 8]. Предполагается, что поступательно перемещающаяся проградационная система состоит из трех сопряженно функционирующих зон: а) фронтальной зоны глубокой дезинтеграции пород субстрата (прежде всего, химическое разложение под действием эндогенных флюидов) и денудационного сноса, б) центральной зоны – собственно седиментационный прогиб, в) тыловой зоны, характеризующейся воздыманием и горообразованием. Перед фронтом подобного проградационного прогиба лежат породы замещаемого субстрата, за его тылом – новообразованные отложения в стабилизированном горном рельефе. Формирующаяся в ходе проградационного «замещения» на поднятом блоке фундамента обширная моноклиальная структура является, по существу, клиноформой, залегающей на породах кровли кристаллического фундамента. В свете изложенного, наблюдаемые в составе отложений мырговаамской серии олистоциты палеозойских и раннемезозойских отложений [6, 8] естественно рассматривать как разномасштабные реликты замещаемых толщ. Что касается вулканогенного материала в составе пород мырговаамской серии, то он, представленный, главным образом, обломками андезитов, реже базальтов и альбитизированных долеритов, развит неравномерно – от существенного преобладания до полного отсутствия. Фациальные

переходы от вулканомиктовых граувакк к олигомиктовым полевошпатово-кварцевым песчаникам и алевролитам происходят по простирацию толщ как постепенно, так и сравнительно быстро – на расстоянии в первые десятки метров.

Геолого-петрографические наблюдения последних десятилетий привели к выводу о том, что наиболее существенные постседиментационные структурно-вещественные преобразования осадочных пород региона, в том числе и в породах мырговаамской серии, происходили не в условиях погружения плитного комплекса, а имеют орогенную природу. Последовательность орогенных (протоорогенных) преобразований пород мырговаамской серии, предшествующих проявлениям мелового орогенного плутонизма и вулканизма, представляется в следующем виде [6].

А. Формирование соскладчатых литогенных структур (СЛС) в породах плитного комплекса. Речь идет о широком круге литогенных новообразований в осадочных породах, часть из которых принято рассматривать как доскладчатые, собственно седиментационные (разные виды слойчатости и слоеватости, в том числе предкливажные аргиллитовые слойки, нептунические дайки и их структурные гомологи штокообразной, конической и сфероидальной формы), а часть – как образования, связанные с проявлениями постскладчатой гидротермально-разрывной и интрузивно-магматической деятельности. Здесь имеются в виду гидротермальные и магматоморфные метасоматиты по разнотипным СЛС, в том числе, брекчиевидным и конглобрекчиевидным. Соскладчатая природа слойчатых образований устанавливается по наличию признаков их сингенетичности к соскладчатым разрывным нарушениям [6, 7]. По соотношениям со структурами наложения осадочных толщ различаются внутрислоевые и внеслоевые СЛС, а по симметричным характеристикам – СЛС с билатеральной и аксиальной (центральной) симметрией. Внутрислоевые СЛС представлены преимущественно слойчатыми проявлениями, от простых билатерально-симметричных до сложнослойчатых аксиально-симметричных, выражаемых, в том числе, конволютной, конгломератовидной и брекчиевидной слойчатостью. Внеслоевые СЛС являются фациями внутрислоевых СЛС. Они характеризуются широким разнообразием форм – простые и сложные дайко- и жилоподобные, штоко- и трубообразные, конические, сфероидальные. Крупнейшие аксиально-симметричные внеслоевые СЛС в ходе дальнейших эндогенных процессов орогенного этапа унаследовано трансформируются в зональные кольцевые структуры, ядерные зоны которых выполнены автохтонно-метасоматическими гранитами, а внешние зоны сложены пятнистыми и узловатыми сланцами. Пятна и узлы в составе последних отвечают проявлениям внеслоевой пятнистой и узловатой слойчатости.

Б. Динамометаморфические преобразования осадочных комплексов. Проявлены неоднородно в виде сланцеватости, филлитизации, рассланцевания — в толщах с внутрислоевыми СЛС. Плоскости рассланцевания приурочены строго к аргиллитовым микропрослоям, что характерно и для сложнослойчатых, в том числе, и прихотливо слойчатых пород «зон смятия», свидетельствуя в пользу представлений о процессах динамометаморфического рассланцевания как о селективном «расплющивании» слоев сугубо глинистого состава. Конкретные механизмы процесса «расплющивания» далеки от ясности и требуют дальнейших исследований. Динамометаморфические преобразования показательно не проявлены (или проявлены в слабой форме) в толщах, входящих в состав крупных внеслоевых СЛС — кольцевых структурах с гранитными ядрами.

В. Глубокие преобразования минерально-химического состава осадочных пород с сохранением их текстурного облика — литоморфный метасоматоз [6, 7, 8]. В ходе литоморфно-метасоматических преобразований осадочных пород происходит формирование подавляющего объема «обломочных» фракций в породах как терригенного и карбонатно-терригенного, так и терригенно-вулканогенного состава. Аутигенная природа «обломочных» фракций надежно выявляется в динамометаморфизованных зернистых породах. Здесь «кристаллокласты» (кварц, полевые шпаты) и «литокласты» (кремни, кварциты, олигомиктовые алевролиты, андезиты, реже базальты и/или долериты) ведут себя по отношению к плоскостям рассланцевания (милонитовым шнуркам) как образования наложенной, эпигенетической природы. «Литокласты» вулканического состава не только секут милонитовые «шнурки», но и нередко характеризуются отчетливым зональным строением с эндоконтактовыми зонами «закалки». В граувакках с базальным цементом нередко «литокласты» андезитового состава, в которых отчетливые границы «обломков» сменяются «расплавчатями» — с постепенными переходами в замещаемый матрикс исходно глинистого состава [6].

Не менее существенны процессы метасоматического «остеклования» глинистых фракций и милонитового материала плоскостей рассланцевания. По степени полноты метасоматического остеклования (степени «совершенства» метасоматического стекла) различаются квазистекло, предстекло и собственно вулканоморфное стекло. Подавляющий объем остеклованных пелитов и алевропелитов представлен фациями квазистекла, которое под микроскопом имеет вид темнобурой слабо просвечивающей в проходящем свете и слабо анизотропной криптомассы. В фациях зеленос-

ланцевого метаморфизма по квазистеклу развиты тонкокristаллические агрегаты рутил-хлоритового состава, характерны проявления большеобъемного селективного науглероживания. При этом избирательно углефицированное квазистекло приобретает облик тривиального углисто-глинистого сланца. С переходом от квазистекла среднего состава к квазистеклу высокой основности (сидеромеланового состава) в породах алевропелитового состава происходит существенное увеличение плотности — до 2.75–2.80 г/см³ и более.

Образование вулканоморфных метасоматитов в осадочных толщах чукотских мезозоид следует рассматривать как одну из форм проявления конвергентности эндогенных процессов. Отметим, что достоверно метасоматические породы вулканогенного облика описаны отечественными исследователями в разных геологических регионах страны [3, 4, 10 и др.]

Литература

1. Геология СССР. Т. XXX. Северо-Восток СССР. М.: Недра, 1970. Кн. 1. 548 с.
2. Жуланова И.Л. Земная кора Северо-Востока Азии в докембрии и фанерозое. М.: Наука, 1990. 302 с.
3. Кудинов Ю.А. Метасоматоз — ведущий процесс образования и эволюции земной коры // Закономерности эволюции земной коры. СПб., 1996. С. 1–66.
4. Леонова Л.В., Сорока Е.И., Рахов Е.В. Процессы минерального замещения фосфилов в измененных породах Урала // Новые идеи и концепции в минералогии: Матер. III Междунар. минералог. семинара. Сыктывкар: Геопринт, 2002. С. 222–223.
5. Решения 2-го межведомственного регионального стратиграфического совещания по докембрию и фанерозою Северо-Востока СССР. Магадан, 1978. 192 с.
6. Тиболов И.В. Особенности геологического развития Севера Чукотки в свете термодинамической парадигмы эндогенных процессов. Магадан: СВНЦ; СВКНИИ ДВО РАН, 2005. 304 с.
7. Тиболов И.В. О структурных формах протоорогенного литогенеза // Минеральные индикаторы литогенеза: Матер. Рос. совещ. с междунар. участием (Сыктывкар, 14–16 марта 2011 г.). Сыктывкар: Геопринт, 2011. С. 62–64.
8. Тиболов И.В., Черепанова И.Ю. Геология Севера Чукотки — современное состояние и проблемы. М.: ГЕОС, 2001. 94 с.
9. Шило Н.А., Ващилов Ю.А., Мигович И.М. Вопросы глубинного строения Северо-Востока СССР по гравиметрическим данным // Геол. и геофизика, 1979. № 2. С. 12–28.
10. Царев Д.И. Метасоматизм. Улан-Удэ: БНЦ СО РАН, 2002. 315 с.

СПЕЦИФИЧНАЯ РУДНАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ КАК СРЕДСТВО ДИАГНОСТИКИ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ПОРОД (НА ПРИМЕРЕ ИЗМЕНЕННЫХ ВУЛКАНИТОВ ЮЖНОГО ТИМАНА)

О. В. Удоратина¹, Д. А. Варламов², К. В. Куликова¹, В. П. Савельев³

¹Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар;

²Институт экспериментальной минералогии РАН, Черноголовка

³ООО «Ухтагеосервис», Ухта

udoratina@geo.komisc.ru; dima@iem.ac.ru

На Южном Тимане (в пределах Ярегского месторождения) в керновом материале скважин, вскрывающих вулканогенно-осадочный разрез верхнедевонских отложений, нередко обнаруживаются образования, генезис которых представляется проблематичным. Среди сероцветных аргиллитов и алевролитов наблюдаются маломощные (обычно первые сантиметры, максимально до 10–15 см) белые прослои, при этом контактирующие (вмещающие) породы не подвержены каким-либо видимым изменениям. Ввиду разрозненности керна по скважинам не удалось пока проследить развитие белых прослоев по латерали.

Формы тел, которые слагают эти образования, трактуются местными геологами как инъекционные, а сами породы именуется «белыми базальтами», т.е. рассматриваются в качестве базальтов, нацело измененных вторичными процессами. Действительно, в белых прослоях нередко проявлена миндалекаменная текстура. Миндалины составляют примерно 8 % от породы, обладают округлой или неправильной амебообразной формой. Размер варьирует от 0.8 до 3 мм. Миндалины имеют сложное заполнение, наблюдается карбонат нескольких генераций, во многих миндалинах краевая внутренняя часть выполнена мусковитом. Мелкие миндалины выполнены бледно-зелено-бежевым минералом.

Под микроскопом порода характеризуется порфировой, с элементами гломоропорфировой, структурой и трахитовой основной тканью (рис. 1, а–б).

Порфиновые, чаще гломоропорфировые вкрапленники (сростки двух–трех кристаллов) представлены кристаллами калиевого полевого шпата (КПШ) таблитчатой формы размером не более 0.2–0.6 мм.

Часть вкрапленников замещается карбонатом. Основная ткань сложена удлиненными микролитами (лейстами) КПШ, интерстиции между которыми заполнены стекловатой массой. Миндалины выполнены карбонатами. Миндалекаменная текстура, порфировая структура, реликты стекла — все это ясно указывает на то, что первичная порода была вулканической — скорее всего базальтом. Однако присутствие КПШ и мусковита/серицита означает, что протолит подвергся мощному процессу К-метасоматоза.

При микронзондовых исследованиях была подтверждена петрографическая характеристика породы (рис. 2, а–г) и была обнаружена тонкорассеянная мелкодисперсная специфичная рудная минерализация (рис. 2, д–е), схожая с охарактеризованной ранее именно для щелочных основных вулканитов [1, 5].

Миндалины заполнены зональным анкеритом (с варьирующими соотношениями Ca:Mg:Fe), с включениями высокомагнезиального анкерита. Калиевый шпат как во вкрапленниках, так и в микролейстах отвечает ортоклазу и достаточно устойчив по составу, не содержит значительных примесей Na, Ca, Ba. Стекла по составу — алюмо-кремниевые (Al:Si ≈ 0.9), без прочих компонентов (в некоторых случаях — до 5–6 мас. % TiO₂), вероятно, с большим количеством воды (до 15 мас. %).

В породах установлено присутствие нескольких типов рудной минерализации различного состава — сульфиды, интерметаллиды, оксиды. Основные фазы сульфидов — довольно крупные халькопирит и пирит, реже галенит; интерметаллиды и оксиды представлены мелкими, в виде одиночных (до 5–10 на

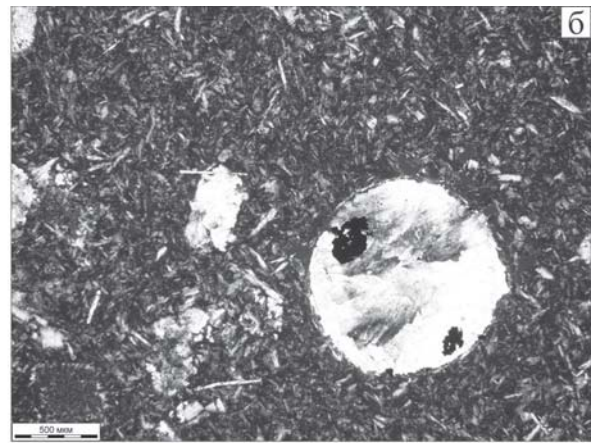
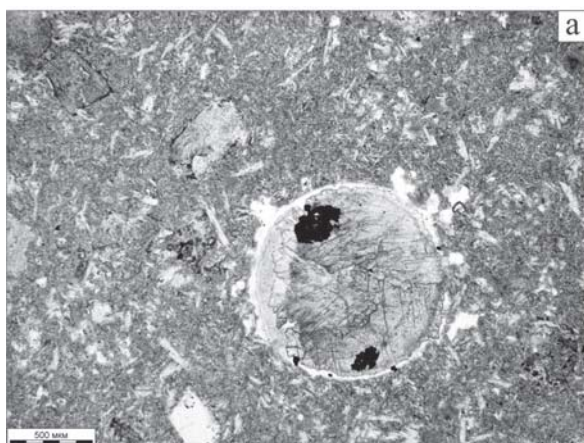


Рис. 1. Микрофотография: миндалекаменная текстура, порфировая с трахитовой основной массой структура. Вкрапленники представлены КПШ, микролиты представлены КПШ, коричневый землистый агрегат — стекло между микролитами. (а) — без анализатора, (б) — с анализатором

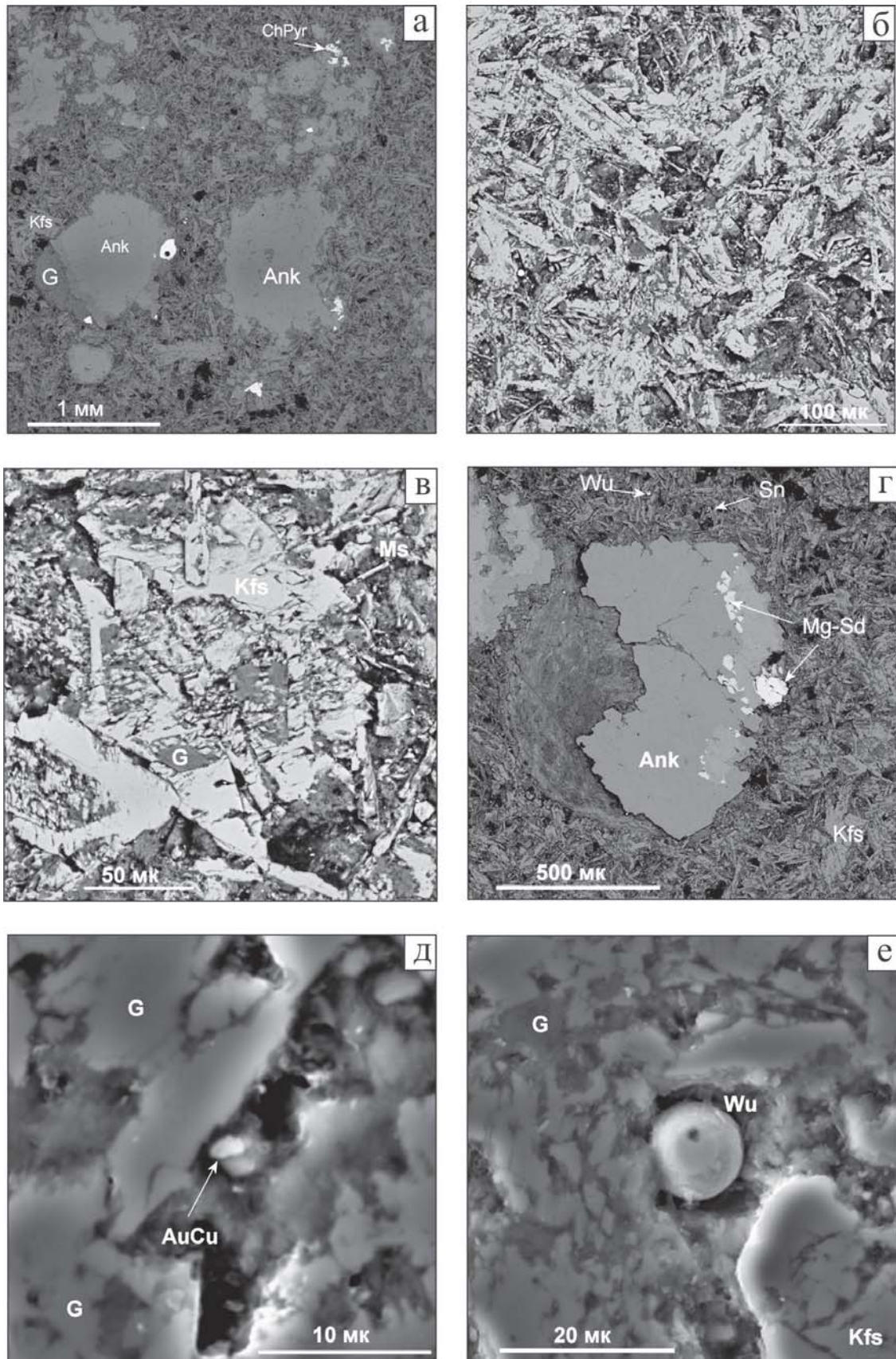


Рис. 2. Примеры вкрапленников, основной массы, стекла, рудных и вторичных минералов по результатам микронзондовых исследований: (а) миндалекаменная текстура исследуемых пород; (б) микролиты калиевого полевого шпата, слагающие основную массу породы; (в) сросток кристаллов калиевого полевого шпата с сохраненным в интерстициях стеклом; (г) миндалина, заполненная наполовину аморфным веществом (аналогом опала с примесью сульфидного материала), наполовину карбонатами (анкеритом и высокомагнезиальным сидеритом); (д) микрокристаллическая чешуйка медистого золота; (е) шарик вюститита в трещинах стекла. Kfs — калиевый полевой шпат, Ms — мусковит, Ank — анкерит, Mg-Sd — магнезиальный сидерит, ChPyr — халькопирит, Wu — вюстит, Sn — олово, AuCu — медистое золото, G — стекло.

аншлиф) микрозерен — медистое золото (до 3 мкм, до 20 ат. % Cu), вюстит (до 10 мкм, в форме шариков, иногда с элементами огранки), молибденит, интерметаллиды Fe, W, Zn и Sn (или, возможно, их карбиды — это требует доизучения). Как правило, размеры микровыделений минералов не превышают первых микрометров, локализованы они (рис. 2. д–е) на стыках зерен, на границах прожилков, миндалин, в карбонатах миндалин заполнения. В виде обычных твердофазных включений в минералах данные выделения не встречены. Формы микрозерен — округлые изометричные, реже вытянутые или занозистые. Ассоциации минералов указывают на высоковосстановительный характер среды минералогенеза. Наряду с приуроченностью интерметаллидов к деформационным структурам пород (сколы, трещины, пустотки, межзерновые границы и т.п.), это позволяет предположить их генезис в заведомо неравновесных условиях на самых последних стадиях становления вулканических тел или позднее — в процессе его позднейших преобразований. В отличие от описанных ранее подобных микроминеральных ассоциаций здесь присутствуют сульфиды, что, по-видимому, значительно снизило количество интерметаллидно-оксидных фаз в породе.

Могут ли эти породы быть первично магматическими, например, трахитами, или являются метасоматически преобразованными базальтами? Подобные породы магматические или метасоматические по генезису известны на Среднем Тимане давно и взгляды на происхождение этих образований расходятся [2–4, 6]. Однако рудные минералы исследованных ранее «ультракалиевых трахитов» [6] разительно отличаются от описанных выше.

Наличие весьма необычной рудной минерализации (интерметаллиды, самородные элементы, вюстит, сульфиды) выявленной в исследуемых образованиях, наряду с другими данными позволяет дос-

таточно уверенно предположить первично вулканогенный генезис описываемых пород, на которые впоследствии, возможно, был наложен калиевый метасоматоз.

Литература

1. Варламов Д.А., Онищенко С.А., Соболева А.А. Богороднометалльная минерализация в ультракалиевых вулканитах основного состава поднятия Енганэпа (Полярный Урал) // «Геоматериалы для высоких технологий, алмазы, благородные металлы, самоцветы Тимано-Североуральского региона» Материалы Всероссийского минералогического семинара. Сыктывкар: Геопринт, 2010. с. 121–124.
2. Макеев А.Б., Лебедев В.А., Брянчанинова Н.И. Магматиты Среднего Тимана. Екатеринбург, УрО РАН, 2008. 348 с.
3. Мальков Б.А. Герцинский бостонитовый комплекс Среднего Тимана // Геология европейского севера России. Сб. № 4. Сыктывкар, 1999. С. 43–47. (Труды Института геологии Коми научного центра Российской АН. Вып. 103).
4. Мальков Б.А., Филиппов В.Н., Швецова И.В. Тиманит — уникальная высокотитанистая ультракалиевая разновидность трахита: Средний Тиман, поздний палеозой // Вестник Ин-та геологии Коми НЦ УрО РАН, 2006. № 2. С. 13–21.
5. Onishchenko S.A., Soboлева A.A., Varlamov D.A. Ultrapotassic basic volcanites of the Enganepe Uplift (the Polar Urals) and noble-metal mineralization in these rocks // Geochemistry of magmatic rocks-2010. Abstracts of XXVI International Conference School “Geochemistry of Alkaline rocks” — Moscow-Koktebel, 2010. p.137–139.
6. Udoratina O.V., Burtsev I.N., Kulikova K.V., Varlamov D.A. Ultra-potassium Trachytes from Middle Timan // Geochemistry of magmatic rocks-2010: Abstracts of XXVII Int. Conf. School “Geochemistry of Alkaline rocks” — Moscow-Koktebel, 2010. p. 211–213.

ЭНДОГЕННЫЕ Ti-Mn-Fe-СИЛИКАТНЫЕ СФЕРУЛЫ В ЭКСПЛОЗИВНЫХ И ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНЫХ ФОРМАЦИЯХ

И. Г. Яценко¹, С. Н. Бекеша¹, Н. Т. Билык¹, А. С. Варичев²

¹Геологический факультет Львовского национального университета;

²Гейдельбергский университет

yatsenko1941@list.ru

Данная работа продолжает тему исследования сферул. Основные результаты изложены авторами ранее в работах [10, 11]. Были описаны основные типы сферул, связанных с эксплозивными, флюидизатно-эксплозивными структурами, а также стратиформными вулканогенно-осадочными отложениями. Показано, что эти объекты бесспорно являются продуктом глубинного Земного происхождения. В большинстве случаев сферулы представляют собой систему, состоящую из металлической и силикатной фаз, хотя часто могут образовывать отдельные силикатные либо металлические образования. Силикатные сферулы в своем большинстве можно разделить на два основных типа: **кальций-силикатные (КС-СФ)** и **титан-марганец-железо-силикатные (ТМЖС-СФ)**. В этой работе в основном уделено внимание вопросам, касающимся второго типа сферул.

ТМЖС-СФ представляют собой образования сферической формы (обычной при небольшом размере частиц), либо шлакоподобные частицы. Последние могут достигать нескольких сантиметров в размере (кимберлитовые дайки Щорсовского участка, Кировоградская обл.). Вещество частиц черного, темно-серого либо темно-коричневого цвета, блеск стеклянный, иногда близкий к металлическому. Стекло может быть в разной степени пузырчатым. ТМЖС-СФ были выделены нами из пород на различных участках развития взрывных структур: в Приазовском блоке Украинского щита (лампроитовая трубка «Мрия», кимберлитовая трубка «Южная»), на Кировоградском блоке (кимберлиты Щорсовского участка, эксплозивные структуры Кировоградско-Смелянского поля). Они были встречены также в составе циркон-ильменитовых россыпей (Иршанское месторождение), в пробах с восточного борта Белокоровичской структуры (скважины, поисковые работы на алмазы). Обнаружены ТМЖС-СФ в составе пород трубки Карпинская, в пробах из вторичных коллекторов Якутской алмазоносной провинции. В пределах Украины отмечены ранее находки сферул такого типа в пределах Болтышской [1] и Белиловской (Западной) [8] астроблем (?). Авторами установлен факт присутствия ТМЖС-СФ в виде небольшой, но постоянной примеси в составе **флишевой формации** Скибовой зоны Карпат.

В промышленно-алмазоносных кимберлитах ТМЖС-СФ были описаны В.К. Маршинцевым (Якутская алмазоносная провинция) [3], Г.И. Шафрановским и В.Н. Зинченко [9] (трубка Катока). Их наличие упоминается в связи с криптовулканическими структурами флюидизатно-эксплозивного происхождения Русской платформы [4], в составе пород

продуктивной толщи золоторудного месторождения Келлям.

Внутреннее строение и состав сферул изучались при помощи микрондового и рентгеноструктурного анализа. Было установлено, что они состоят из стекла с высоким содержанием Ti, Mn, Fe, которое содержит кристаллическую рудную фазу, представленную скелетными кристаллами шпинели, ильменита, армалколита. Очень часто стекло содержит глобулы самородного железа, в некоторых случаях стекло образует тонкий слой на металлических ядрах. Содержание кристаллической фазы изменчиво, иногда она отсутствует. В последнем случае мы имеем исходный состав расплава. Он получается также при площадном (валовом) анализе, либо его можно рассчитать, зная состав и процентное содержание обеих фаз. Во всех случаях мы получаем достаточно сходные составы, в которых преобладают (%) Ti (30–40), Mn (10–18), Fe (10–25), Ca (1–10) и Si (23–16). Закономерно, что в зависимости от степени раскristаллизации расплава, в аморфной (остаточной) составляющей сферул (стекле) увеличивается содержание кремнезема. На рис. 1, а представлены кристаллы пиррофанита и армалколита в остаточном стеклянном мезостазисе (глобулы самородного железа – белый цвет). Рис. 1, б – ТМЖС-СФ, состоящие из гомогенного стекла (трубка «Мрия»), похожие, но с ядрами из самородного железа представлены на рис. 1, г (Якутия). Сферулы из трубки «Карпинская» в разной степени раскristаллизованы (рис. 1, г). На рис. 1, д можно видеть анализ двух шлаковидных обломков высокотитанового стекла, в одном случае кристаллизуется пиррофанит, в другом марганцевая ульвошпинель.

Выяснено, что направление кристаллизации рудного вещества в стекле зависит от исходного соотношения Mn/Fe. Содержание железа наиболее изменчиво относительно других элементов. В случае повышенного содержания Fe идет кристаллизация марганцевой ульвошпинели, а в случае низкого – пиррофанита (рис. 2).

Как особый случай надо выделить факт нахождения ТМЖС-СФ во флишевых отложениях Карпат (рис. 3). Здесь они встречены в нехарактерной геолого-структурной позиции, поскольку вмещающие породы формировались в период отсутствия магматической деятельности в регионе.

Потому генезис сферул остается темой специальных исследований. На данный момент можно предположить что источник – это взрывные структуры типа Болтышской, которые могли обеспечить транспорт пирогенного материала на большое расстояние. Другая возможность – неизвестные флюидизатно-

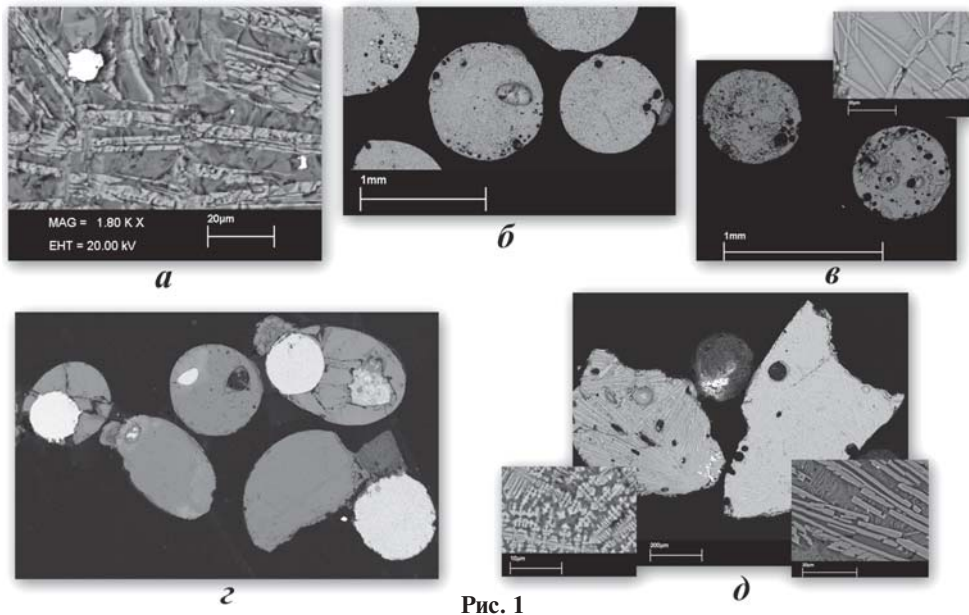


Рис. 1

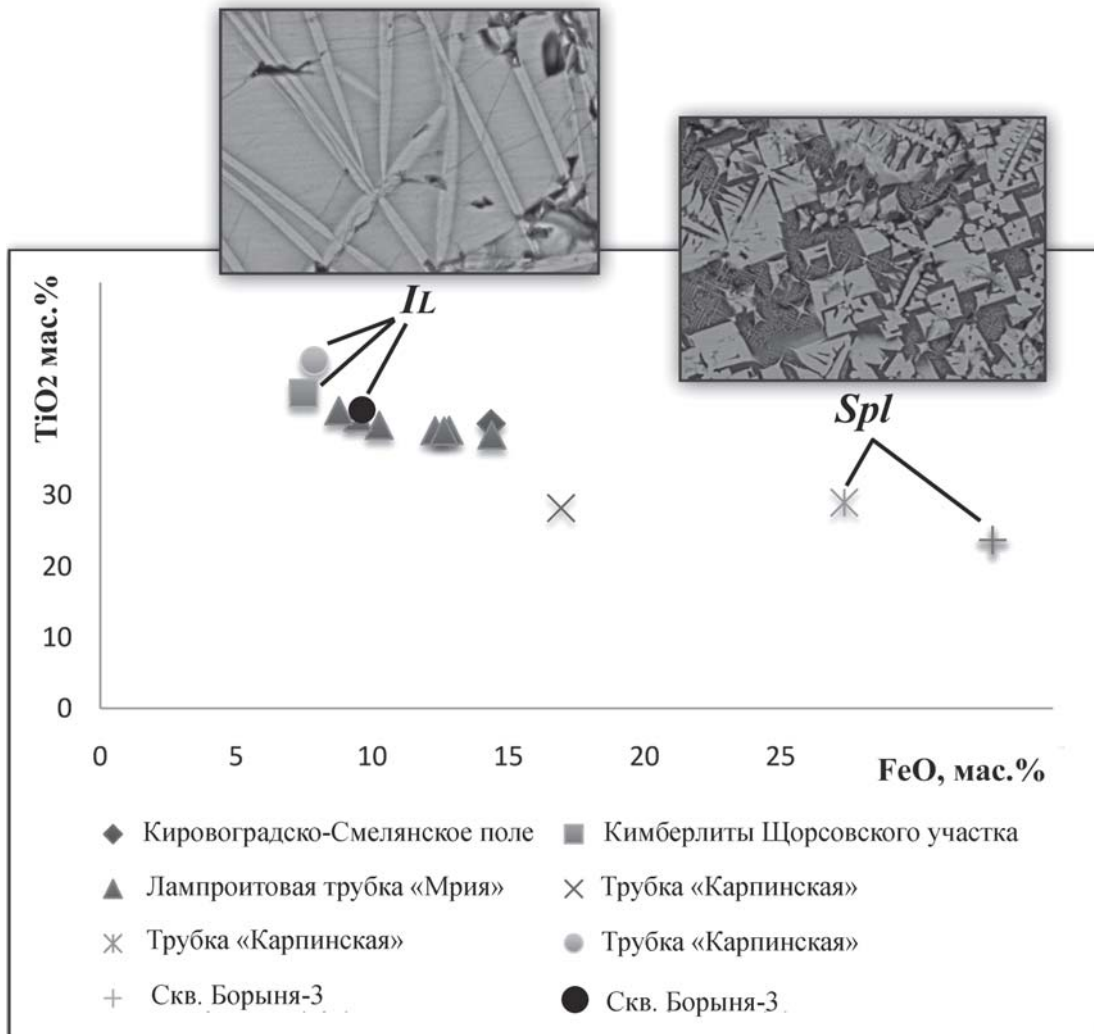


Рис. 2

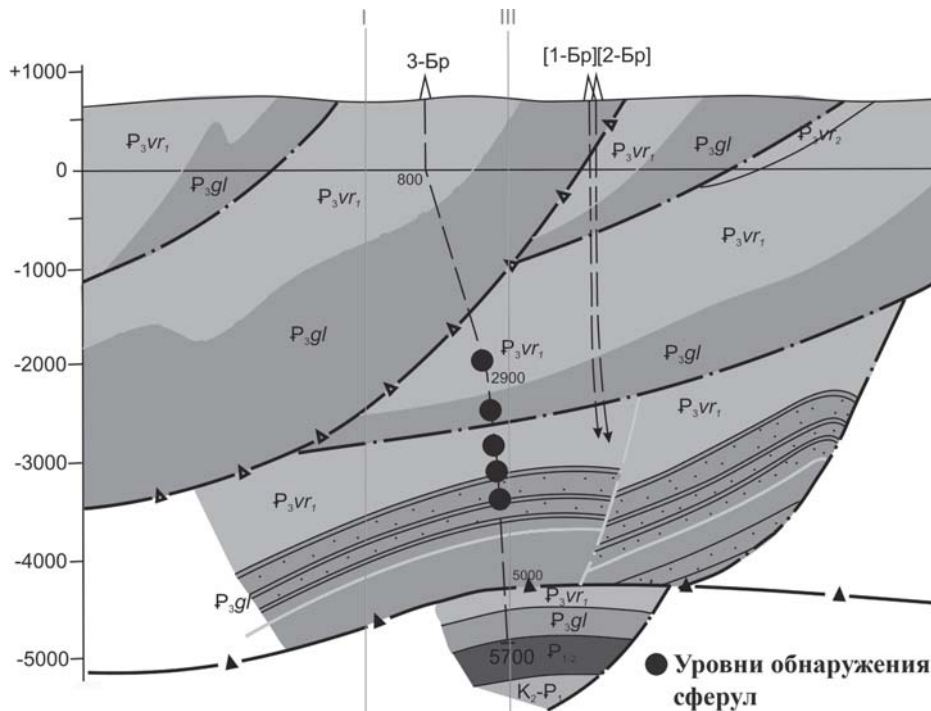


Рис. 3

эксплозивные процессы, которые могли происходить в Карпатах в период накопления соответствующих слоев.

Предварительные выводы по изучению ТМЖС-СФ показывают большую перспективу использования этих объектов в решении целого ряда геологических вопросов.

1. Факт присутствия ТМЖС-СФ в эксплозивных структурах проблемного происхождения (Болтышская [1], Белиловская [8]) свидетельствует в пользу эндогенного происхождения этих структур.

2. Перспективны возможности использования сферул различных типов для решения прогнозно-поисковых задач. Они достаточно легко идентифицируются и однозначно указывают на флюидизатно-эксплозивные процессы. На возможность использования сферул для изучения алмазности ранее указывалось [2]. Очевидно, возможности метода можно рассматривать как для поисков и диагностики флюидизатно-эксплозивных образований вообще, так и для поисков связанных с ними полезных ископаемых (Au, Pt, Cu, TR) [5, 10].

3. Анализ распространения ТМЖС-СФ и других типов сферул, а также сопутствующей флюидизатно-эксплозивной ассоциации минералов в породах чехла юго-запада Русской платформы дает основание предполагать, что алмазность этого региона связана с молодыми кайнозойскими и возможно четвертичными (!) процессами активизации.

4. Предположительно ассоциации типов сферул в алмазных эксплозивных структурах имеет свои характерные отличительные черты, и таким образом может использоваться как критерий алмазности.

5. Целый ряд признаков дает основание относиться к ТМЖС-СФ не как к продукту, прямо связанному с кимберлит-лампроитами, а как к более глубинному, более «первичному»:

(а) Большой контраст формы нахождения вещества. С одной стороны амагматичное вещество кимберлитов, с другой нормальное расплавленное вещество источника сферул.

(б) Газовый состав сферул, отсутствие воды [1] и наличие различных самородных элементов показывают более восстановленное состояние вещества, в том числе и по отношению к наиболее глубинным разновидностям алмазов.

(в) Троилитовые и железные сферулы сами по себе близки к включениям в глубинных типах алмазов.

(г) Температура плавления ТМЖС-СФ (в том числе наличие расплавленного самородного железа) выше расчетной температуры образования кимберлитов.

(д) Состав шпинелидов и ильменитов в ТМЖС-СФ резко отличается от всех типов соответствующих минералов в кимберлитах, лампроитах и мантийных ксенолитах.

(е) ТМЖС-СФ являются универсальным независимым компонентом во всех типах флюидизатно-эксплозивных образований.

На данный момент остается проблема объяснения происхождения высокотитанистых расплавов. Имеются находки, которые могут подтвердить факт совместного присутствия сферул высоко-кальциевого и высоко-титанистого типов, тогда можно будет рассматривать вариант ликвации. Возможно, к происхождению ТМЖС-СФ имеют отношение некоторые данные о существовании мантийного титан-железистого метосоматоза. В любом случае изучение сферул и флюидизатно-эксплозивных процессов вообще является актуальным и перспективным не только для алмазной, рудной геологии, но и для решения вопросов, касающихся природы Земли в целом.

Литература

1. Братусь М.Д., Татаринцев В.И., Сахно Б.Э. Состав флюидных включений в закаленных частицах из взрывных кольцевых структур и кимберлитовых трубок // Геохимия. 1987. № 11. С. 1563–1568.
2. Мальков Б.А., Холопова Е.Б. Эпохи кимберлитового магматизма, палеороссыпи и промежуточные коллектора алмазов на Русской платформе, Тимане и Урале // Алмазы и алмазоносность Тимано-Уральского региона. Мат. Всерос. сов. (Сыктывкар: 24–26 апреля 2001 г.). Сыктывкар, 2001. С. 194–196.
3. Маршинцев В.К. Природа сфероидных образований в кимберлитах // Следы космических воздействий на Землю. Новосибирск: Наука. 1990. С. 45–57.
4. Панова Е.Г., Казак А.П., Енгальцев С.Ю., Сапега В.Ф. Минеральные индикаторы эндогенной активности в осадочном чехле северо-запада Русской платформы // Минеральные индикаторы литогенеза: Матер. Рос. совещ. с междунар. участием (Сыктывкар: 14–17 марта, 2011). Сыктывкар: Геопринт, 2011. С. 242–244.
5. Песков Е.Г. Геологические проявления холодной дегазации Земли. Магадан: СВ КНИИ ДВО РАН. 2000. 279 с.
6. Сандимирова Е.И., Главатских С.Ф., Рычагов С.Н. Магнитные сферулы из вулканогенных пород Курильских островов и южной Камчатки // Вестник КРАУНЦ 2003. № 1. С. 135–139.
7. Хисина Н.Р., Вирт Р. Химическая нанонеоднородность и фазовый состав Ti-Fe-Mn силикатных микросферул из протолочек шахтных геологических проб (золотое месторождение Келлям) // Матер. Междунар. науч. конф. Федоровская сессия (С.-Петербург: 12–15 окт. 2010 г.). СПб, 2010. С. 62.
8. Цымбал С.Н., Квасница В.Н., Цымбал Ю.С., Мельничук Э.В. Алмаз из импактитов Западной (Белиловской) астроблемы // Минер. ж., 1999. Т. 21, № 2/3. С. 45–52.
9. Шафрановский Г.И., Зинченко В.Н. Сфероиды из пород кимберлитовой трубки Катока (СВ Ангола) // Матер. Междунар. науч. конф. Федоровская сессия (С.-Петербург: 12–15 окт. 2010 г.). СПб, 2010. С. 63–66.
10. Яценко Г.М., Бекеша С.Н., Гайовский О.В., Яценко И.Г. Эпохи активизации, рудоносные структуры и формации лампроитового типа в архейских и протерозойских блоках Украинского щита. Статья 2. Кировоградский блок // Минеральные ресурсы Украины. 2011. № 1. С. 25–30.
11. Яценко И.Г., Бекеша С.Н., Варичев А.С. Микросферулы и шлакоподобные частицы эндогенного происхождения в вулканогенно-осадочных формациях Украины // Минеральные индикаторы литогенеза: Матер. Рос. совещ. с междунар. участием (Сыктывкар: 14–17 марта, 2011). Сыктывкар: Геопринт, 2011. С. 250–253.

О МЕТЕОРИТНОМ ПРОИСХОЖДЕНИИ САМОРОДНЫХ МЕТАЛЛОВ В ОСАДОЧНЫХ ПОРОДАХ

В. А. Цельмович

Геофизическая обсерватория «Борок» ИФЗ РАН

tselm@mail.ru

Самородные металлы в метеоритах и осадочных породах изучены в рамках проекта РФФИ, направленного на изучение магнитных микро- и наноминералов в озерных и морских осадках как индикаторов космических, геологических и техногенных процессов. Предпринятое изучение коллекции метеоритов из коллекции геологического музея им. Вернадского РАН (40 образцов) дало интересные результаты, позволившие найти критерии микрозондовой идентификации космического вещества в осадочных породах. Космические сферулы и самородные металлы многие авторы используют как индикаторы космических импактных событий [1–3]. Известны многочисленные находки магнитных частиц (Fe, Ni) в осадочных породах [2, 3], однако не всегда ясно, являются ли они космогенными или земными (теллурическими).

Часто высказывается версия в пользу вулканического [6, 7] или, для современных осадков, антропогенного происхождения частиц Fe. Поэтому важно иметь морфологические индикаторы того процесса, в результате которого возникли частицы самородного Fe. Найденные критерии могут быть применены к

идентификации объектов, происхождение которых неизвестно или только предположительно (тектитов, астроблем [5, 8]).

При изучении осадков и осадочных пород (микронзонд “Tescan Vega II”) автор часто отмечал наличие специфической чешуйчатой морфологии частиц металлов Fe, FeNi, Co, Cr, FeCr. Такие структуры были обнаружены:

- 1) в метеоритах (рис. 1, а, б); 2) в современных озерных осадках оз. Плещеево (Ярославская обл.) (рис. 1, в, г) и оз. Б. Ложка (Новосибирская обл.) [5]; 3) в материале из кратера Чиксулуб (Мексика) (рис. 1, д, е); 4) в зювитах Карской астроблемы; 5) в палеозойских вулканитах Дальнего Востока; 6) в образцах с границы К/Т (Гамс, Стевенс-Клинт); 7) в образце из силурийско–нижнедевонского разреза Подолии девонского возраста (411 млн лет); 8) в образце из Армении (Кафан, 158 млн лет, туфы, обожжённые контакты); 9) в тектитах нижегородского падения (1996 г., рис. 2, а, б, в) и канскитах; 10) в образце Тунгусского «метеорита».

Чешуйчатая микроструктура была отмечена не только в самородном Fe, но и в сплавах Fe и Ni (кама-

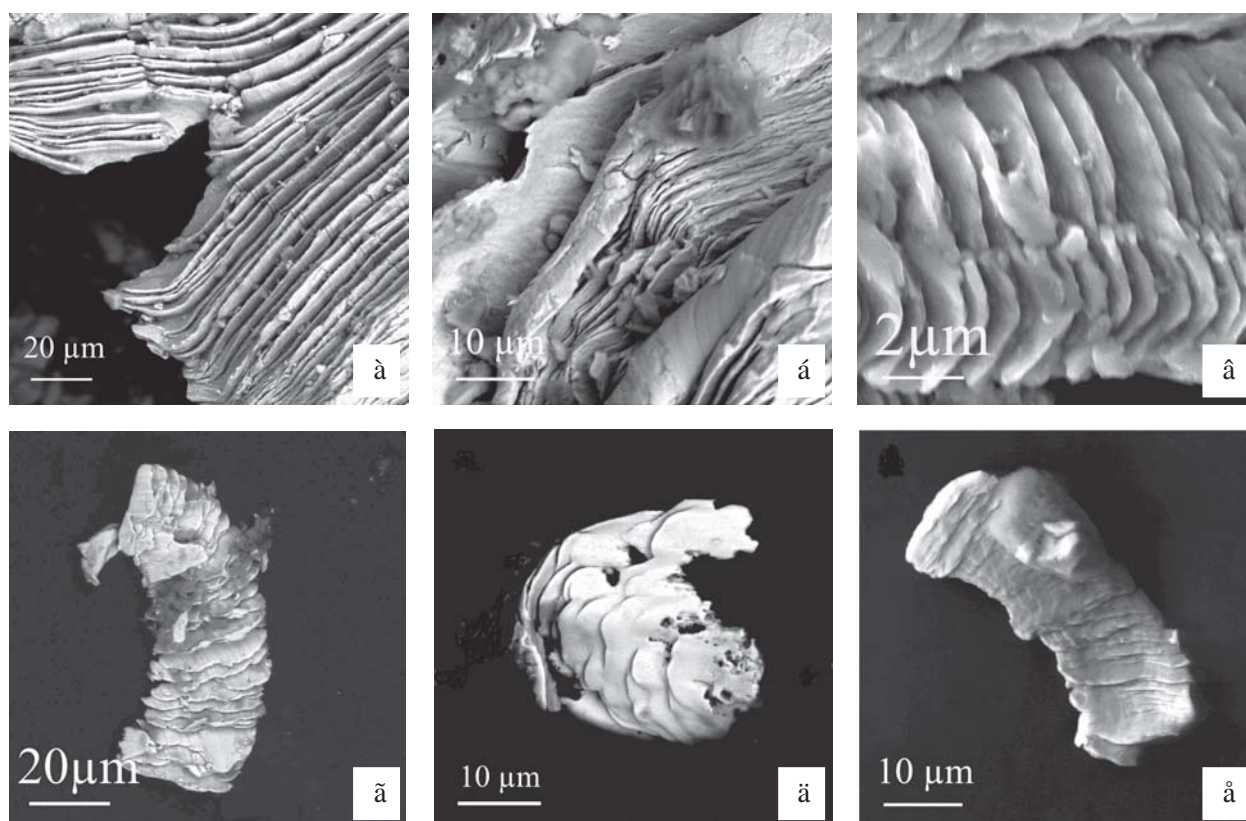


Рис. 1. Чешуйчатые структуры.

а, б — чешуйчатое железо-никель (камасит), метеорит Баббс-Миллс; в, г — оз. Плещеево: в — Fe, г — Co; д, е — кратер Чиксулуб: д — чистый Ni; е — сплав Fe—Cr

сита и тэнита), в частицах металлов — чистого Ni и Co (рис. 1, в, г, д). Чешуйчатая микроструктура отмечалась и в сплавах Fe с Cr (рис. 1, е), в частицах самородного Cr, в сплавах FeCuSn. Находки металлических частиц с чешуйчатой микроструктурой наряду с другими минералами космического происхождения (алмаз, муассанит, корунд) [2] дают возможность отнести их к космическим минералам.

Особый интерес представляет понимание механизма образования чешуек металлов. Все эти сплавы обогащены углеродом, что может приводить к их повышенной коррозионной устойчивости, обеспечивающей сохранность частиц в течение сотен миллионов лет. Такая микроструктура могла возникнуть в результате медленного охлаждения раствора углерода в металле, будь то чистый металл Fe, Ni, Co, Cr, или их сплавы, либо интерметаллиды FeCuSn, FeCuZn, либо другие, ещё не найденные, композиции металлов.

Серьезным доводом в пользу этого вывода являются чешуйчатые структуры Fe, камасита и тэнита, обнаруженные автором при микронзондовом изучении метеоритов из метеоритной коллекции РАН — в метеоритах Биштубе (Bishtube, Казахстан, октаэдрит IA, GP-07369, падение 1888 г.) и Баббс-Милл (Babb's Mill, октаэдрит IA-Og, падение 1842 г., GP-7389 рис. 1, а, б). Они были любезно предоставлены для изучения главным хранителем Геологического музея им. Вернадского РАН М. Н. Кандиновым.

Земным аналогом космической чешуйчатой структуры могут быть подобные структуры в чугунах или сталях. Известно, что углерод в расплавленном чугуне находится в растворенном состоянии в виде

мельчайших частиц, равномерно распределенных по всей массе сплава. В процессе затвердевания жидкого чугуна происходит выделение C из раствора. В твердом чугуне C может находиться в виде химического соединения Fe_3C (цементита), имеющего состав 6.7 % C и 93.3 % Fe. Цементит образуется при быстром охлаждении чугуна и представляет собой очень твердое и хрупкое соединение. Когда чугун охлаждается медленно, что характерно для космического материала, C из раствора выделяется в виде пластинчатого (чешуйчатого) графита. Выделяясь в виде пластинок разных размеров и форм, малопрочный графит ослабляет сплав, придавая серому чугуну хрупкость и снижая его механические свойства. Чем крупнее пластинки графита, тем чугун получается более хрупким и с более низкими механическими свойствами. Выделение C из раствора в виде свободного графита и в виде F_3C происходит не полностью, часть его до 0.04 % остается в растворенном состоянии в металлической части чугуна — феррите. Образование тонких чешуек Fe может быть связано с перлитом — продуктом эвтектоидного превращения высокотемпературной фазы (аустенита) при термической обработке, с последующим удалением фазы с повышенной концентрацией C. Ещё более тонкие чешуйки могут быть связаны с выделениями троостита и даже сорбита. Диаграммы состояния Ni—C и Co—C изучены значительно хуже, чем диаграмма Fe—C, позволяющая делать эти выводы. Остается предположить, что в зернах Co (а также в Ni, NiFe, FeCr зернах, интерметаллидах) механизм образования чешуек такой же, как и в зернах Fe.

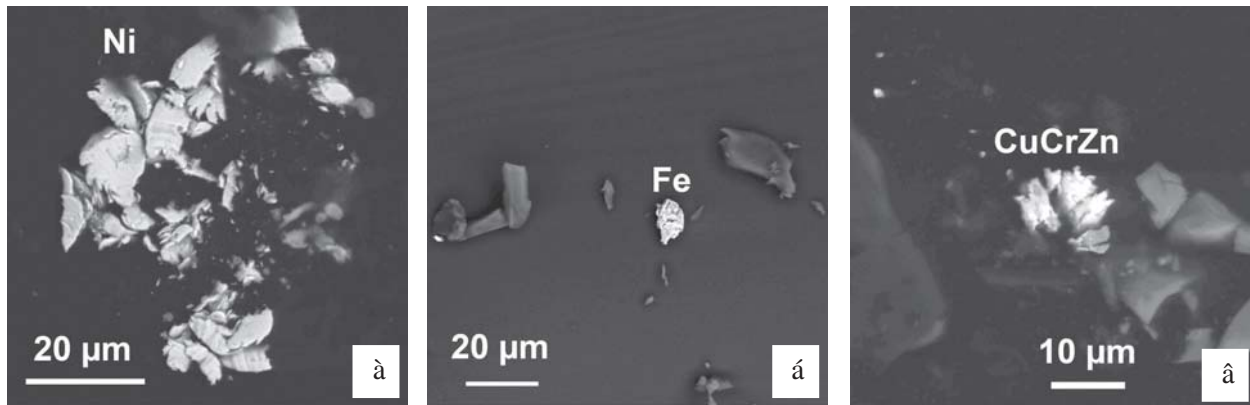


Рис. 2. Микрочастицы металлов из нижегородского тектита:
а — чешуйчатый самородный Ni; б — чешуйчатое самородное Fe, в — интерметаллид CuCrZn

Подобные структуры могли возникать при ранних стадиях формирования молодых звезд, и не исключено их досолнечное происхождение. Изучение чешуйчатых металлических структур разного состава из разновозрастных осадков может представлять большой интерес для космогонии. Чешуйчатые структуры могут возникнуть и при теллурических процессах, однако набор металлов при этом отличается от набора металлов космического происхождения: в земных условиях: нет самородных Co, Ni, камасита. Металлы и минералы космического происхождения встречаются в очень тонких осадочных слоях, возникших в момент падения космического тела и содержащих другие минералы космического происхождения (алмаз, муассанит). В конечном итоге о происхождении самородных металлов можно судить только по совокупности признаков.

Микрочастицы самородных металлов найдены автором и при изучении тектитов — канскитов и нижегородских тектитов падения 1996–1997 гг. В них при микрондовом исследовании найдены агрегаты микрочастиц самородных металлов. Микрочастицы Ni и Fe, интерметаллидов CuZnCr и FeCr были обнаружены в чешуйчатой форме (рис. 2, а, б, в), что позволяет предположить их космическое происхождение.

Этот диагностический признак (наличие микрочастиц самородных металлов — Fe, Ni, интерметаллидов) можно использовать и при идентификации других тектитов, в том числе “микротектитов”. Микротектиты относят к внеземному материалу, который в виде космической пыли постоянно оседает на Землю, однако для подтверждения этого вывода требуются индикаторы происхождения. Микровключения самородных металлов могут быть такими индикаторами.

Мешающими факторами для идентификации космического происхождения самородных металлов является их присутствие в вулканических пеплах [6] и в нефтегазоносных кристаллических породах [7], где самородные металлы могут появляться благодаря земным восстановительным условиям. Однако набор минералов, их микроструктура и состав будут отличаться от металлов космического происхождения, имеющих характерную гистограмму распределения по составу железа и никеля [8].

Находки самородных металлов были использованы при идентификации кольцевой структуры Цэнхэр (Монголия) как астроблемы [5], в образцах из которой были обнаружены частицы железа, наплавленные на магнетит (рис. 3) и частицы шрейберзита со следами импакта металлических микрочастиц (треками, рис. 4). Также большой набор самородных металлов был найден на поверхности обугленной ветки (находка Е. В. Дмитриева) с места падения Тун-

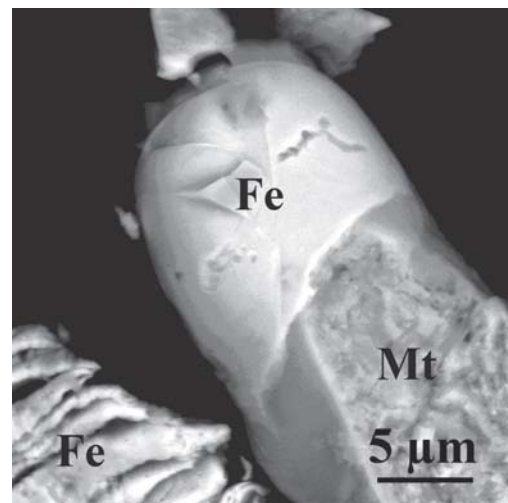


Рис. 3. Слой Fe на Mt

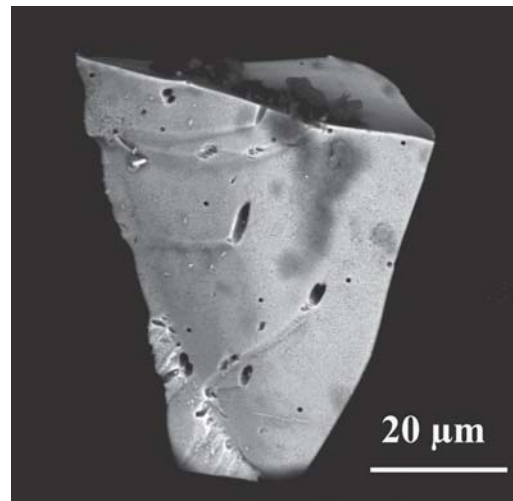


Рис. 4. Шрейберзит, треки

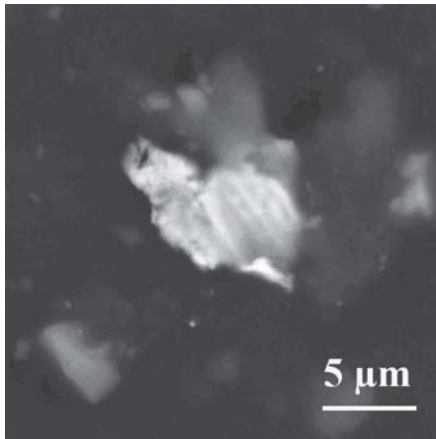


Рис. 5. Zn, Тунгуска

гусского «метеорита» (ветка, содержащая микрочастицы Fe, Ni, W, Zn, Al, алмаза, муассанита, оливина; рис. 5 – микрочастица Zn).

Вывод. Методами электронно-зондового микроанализа и термомагнитного анализа в метеоритах и осадочных породах часто можно обнаружить самородные металлы. Присутствие в осадочных породах самородных металлов может свидетельствовать о поступлении космического или вулканического вещества. В ряде случаев их можно разделить по морфологии и составу, по гистограмме распределения FeNi [7].

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проект № 10-05-00117).

Литература

1. Бадюков Д.Д., Иванов А.В., Райтала Й., Хисина Н.Р. Сферические микрочастицы из района Тунгусского события: может ли их источником быть Тунгусское космическое тело? // *Геохимия*, 2011. №7. С. 675–689.

2. Grachev A.F., Korchagin O.A., Kollmann H.A. и др. A new look at the nature of the transitional layer at the K/T boundary near Gams, Eastern Alps, Austria, and the problem of the mass extinction of the biota // *Russ. J. Earth Sci.*, 2005. v. 7, ES6001, doi:10.2205/2005ES000189.

3. Корчагин О.А., Цельмович В.А. Космические частицы (микрометеориты) и наносферы из пограничного слоя глины между мелом и палеогеном (К/Т) разреза Стевенс Клинт, Дания // *Докл. РАН*, 2011. Т. 437, № 4. С. 520–525.

4. Цельмович В.А., Казанский А.Ю. Магнитные частицы космического и антропогенного происхождения из осадков озера Б. Ложка (Новосибирская область). *Электронный научно-информационный журнал «Вестник Отделения наук о Земле РАН» №1(27)* URL: http://www.scgis.ru/russian/cp1251/h_dgggms/1-2009/informbul-1_2009/planet-32.pdf

5. Салтыковский А.Я., Цельмович В.А., Байараа Т. и др. Импактный кратер и состав космического вещества в раннепалеозойской структурной зоне Южной Монголии. // *Матер. XII Междунар. конф. «Физико-химические и петрофизические исследования в науках о Земле»*. (М.–Борок: 11–14 окт. 2011 г.) М., 2011. С. 273–277.

6. Карпов Г.А., Мохов А.В., Серегина К.А. Микрочастицы рудных минералов в пеплах Карымского вулкана // *Матер. конф. ко дню вулканолога. Петропавловск-Камчатский*, 2005. С. 30–37.

7. Лукин А.Е., Савиных Ю.В., Донцов В.О. самородных металлах в нефтегазоносных кристаллических породах месторождения Белый Тигр (Вьетнам) // *Геолог Украины*. 2007. № 2. С. 30–42.

8. Цельмович В.А. Микрочастицы металлов в тектитах нижегородского падения и канскитах как индикаторы космического вещества // *Матер. XII Междунар. конф. «Физико-химические и петрофизические исследования в науках о Земле»*. (М.–Борок: 11–14 окт. 2011 г.) М., 2011. С. 293–296.

МОГУТ ЛИ ЧАСТИЦЫ САМОРОДНЫХ МЕТАЛЛОВ БЫТЬ ИНДИКАТОРОМ ВЕЩЕСТВА ТУНГУССКОГО МЕТЕОРИТА?

В. А. Цельмович

Геофизическая обсерватория «Борок» ИФЗ РАН

tselm@mail.ru

Несмотря на множественные экспедиции, вещество гипотетического Тунгусского метеорита не было найдено в сколь-нибудь значительном количестве; однако были обнаружены микроскопические *силикатные и магнетитовые шарики*, а также повышенное содержание некоторых *химических элементов*, указывающее на возможное космическое происхождение вещества. Так, итальянскими исследователями анализировались частицы, найденных в смоле деревьев 1908 г. [6, 7], были найдены их отличия от частиц более ранних и более поздних. Смолу на корнях пова-

ленного дерева они рассматривали как «запаздывающую ловушку», так как вещество метеорита стало падать после взрыва и корни постепенно выступали из земли, а затем на них выделилась смола. Значит, смола могла уловить лишь взвешенные в воздухе частицы, главным образом – поднятые с земли уже после взрыва. Полученные образцы были исследованы в Болонском университете с помощью электронного микроскопа. Для этого их подготавливали двумя способами. При первом просто отделяли смолу от древесины и рассматривали её поверхность под микроско-

пом; при втором удаляли смолу, расплавляя её, так что оставались лишь осевшие частицы. Отличительной чертой большинства частиц, найденных в смоле 1908 г., была их форма со сглаженными краями, иногда сферическая, что свидетельствовало о сильном термическом воздействии. Частицы, обнаруженные в смоле до и после 1908 г., обычно имели заострённые края, или «пушистый» вид, что свойственно многочисленным фоновым частицам, всегда присутствующим в воздухе (пыль космического, вулканического, биологического либо индустриального происхождения). Выявленное отличие позволило сделать вывод, что большинство частиц, относящихся к 1908 г., попали в смолу непосредственно от взорвавшегося космического тела, они не могли быть подняты взрывной волной с земли, поскольку тогда не успели бы нагреться до температуры плавления.

На рентгеновском спектрометре анализировался химический состав этих частиц. Статистический анализ данных с учетом года захвата частиц смолой позволил найти временное распределение относительного количества выявленных химических элементов. Для ряда элементов чётко обозначились частотные пики, относящиеся к 1908 г. В качестве вероятных составляющих тунгусского тела были идентифицированы Fe, Ca, Al, Si, Cu, S, Zn, Ti, Ni и др. Часть из этого списка совпадает с элементами, найденными другими исследователями путем химического анализа слоев торфа вблизи предполагаемого центра взрыва [1]. Таким образом, итальянцами была показана перспективность анализа частиц, застрявших в смоле для идентификации вещества Тунгусского метеорита. Однако космогенные частицы могли застревать не только в смоле, но и в коре или трещинах стволов деревьев.

Полученные данные необходимо дополнить современными методами исследований, что и было нами сделано при помощи рентгеноспектрального микроанализатора “Tescan Vega II” с приставками для энергодисперсионного анализа и катодолюминесценции.

На этом приборе была изучена веточка, найденная Е. В. Дмитриевым в небольшой воронке в торфянике, на северных островах Южного болота. Первоначально находка представляла собой небольшую веточку длиной 5 см и диаметром 2 мм.

Веточка была чрезвычайно похожа на обугленную. Однако она имела полированную поверхность, чем

отличалась от других подобных образований. Она не оставляла следа на бумаге. Цвет веточки, даже в тонких срезах, был абсолютно черный. Это признак того, что угольное вещество по составу — высокометаморфизованное, т.е. типа графита, что подтверждено микронзондовыми исследованиями.

Исходя из предположения, что частицы метеорного вещества внедрились при взрыве в древесину, частицы отбирались из поверхностного слоя веточки. Они были перенесены на двухсторонний угольный скотч. Анализировался химический состав микрочастиц при помощи энергодисперсионного спектрометра Drucool Oxford Instruments, затем проводилось катодолюминесцентное исследование светящихся частиц на спектрометре MonoCL3 фирмы Gatan. Дополнительно изучался химический состав наиболее интересных частиц, выявленных при помощи обзорных катодолюминесцентных съемок. Аналогичная методика была ранее применена при изучении образцов с границы мел-палеоген (Гамс, Австрия [5]; Стевенс Клинт, Дания [3]).

В результате были обнаружены частицы минералов, которые могут иметь как космическое, так и земное происхождение.

К космическим можно отнести находки зерен, которые могли сформироваться при сильно восстановительных условиях. К ним относятся частицы: самородного Sn (рис. 1), Zn (рис. 2, 6), W (рис. 3), Cr (рис. 4), Ni, Al, Fe (рис. 5). Возможно присутствие карбидов металлов. Среди этих находок особо выделяются частицы алмаза типа лонсдэлейта (рис. 8) и муассанита (рис. 3, 6), которые являются лучшими маркерами импактного события.

Схожие находки были сделаны при изучении границы мела и палеогена, где с высокой вероятностью предполагается импакт [3, 5]. На рис. 7 показаны высокоуглеродистые сфероиды, возможно, — прекурсоры алмаза. Аналогичные формы известны из пограничных слоев перми/триаса в Недуброво [2]. Микрометровые частицы алмаза (3×3 мкм) и муассанита (2×3 мкм) были найдены благодаря использованию катодолюминесцентного спектрометра. Обзорная катодолюминесцентная картинка приведена на рис. 9, а спектры катодолюминесценции алмаза и муассанита приведены на рис. 10, 11. Найденное зерно алмаза находится на одной из граней титаномагнетита теллурического происхождения. По видимому, в процес-

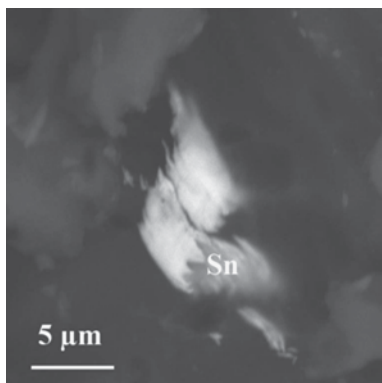


Рис. 1. Частица самородного Sn

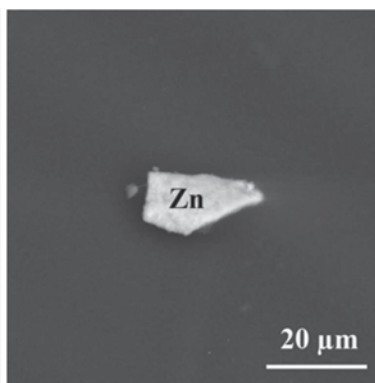


Рис. 2. Частица самородного Zn

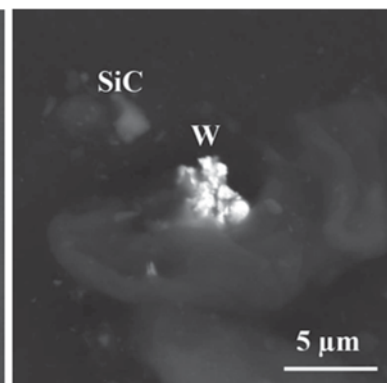


Рис. 3. Частицы самородного W и муассанита SiC

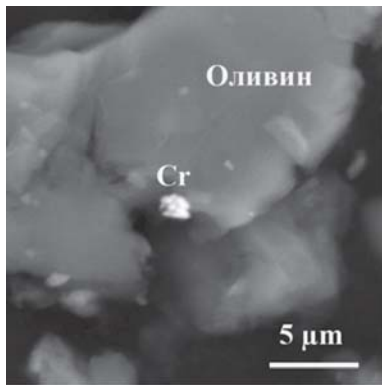


Рис. 4. Частица самородного Cr на оливине

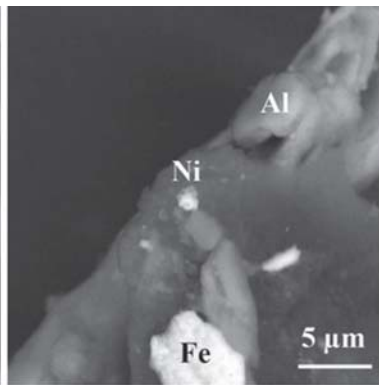


Рис. 5. Частицы самородного Ni, Al, Fe

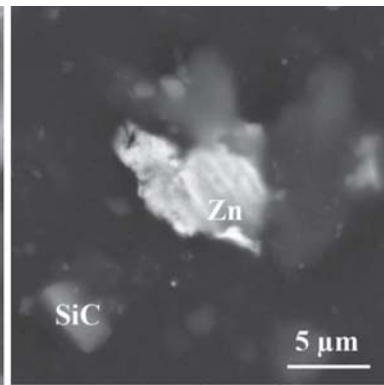


Рис. 6. Частицы самородного W и муассанита SiC

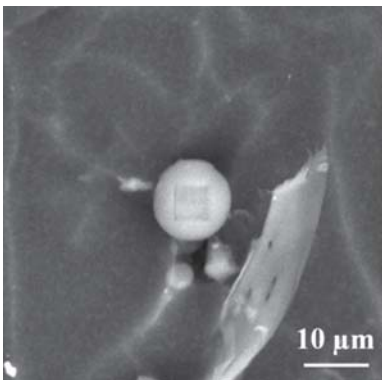


Рис. 7. Органические микросферы

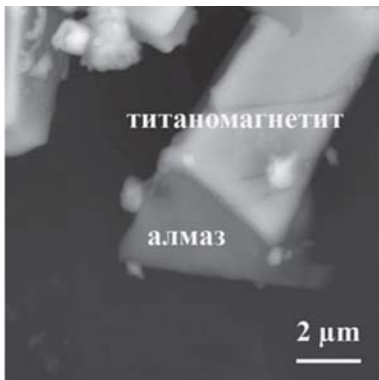


Рис. 8. Алмаз на титаномагнетите, датчик обратно рассеянных электронов

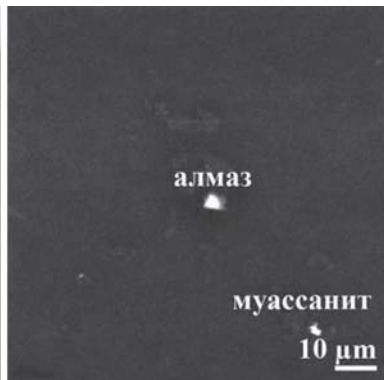


Рис. 9. Катодолуминесцентное свечение алмаза и муассанита

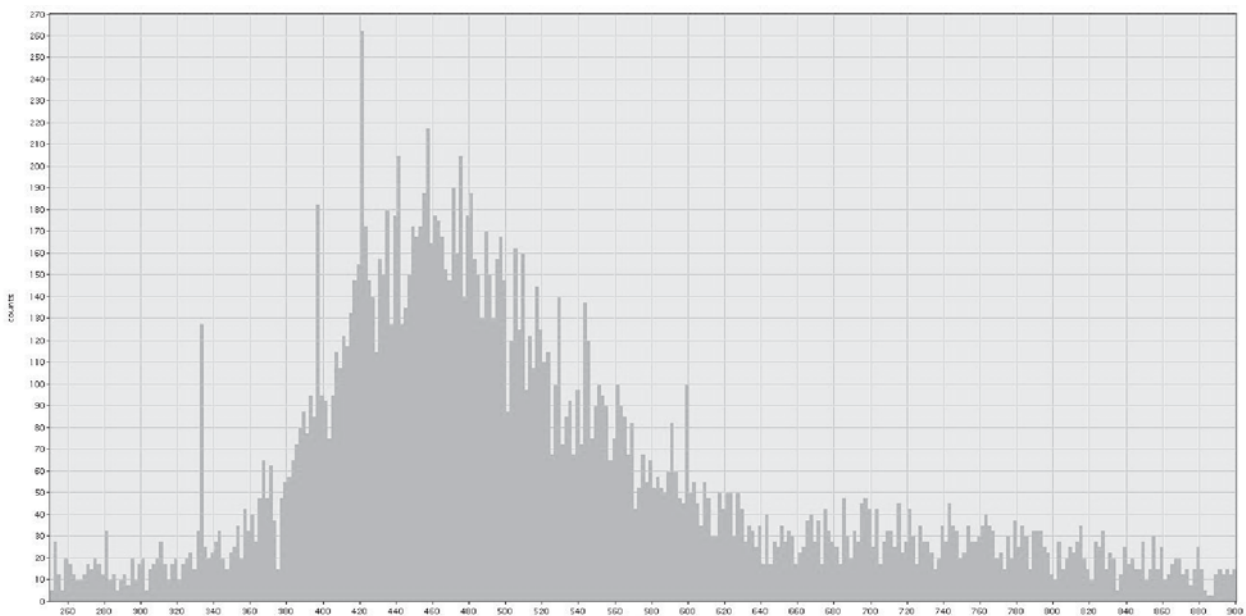


Рис. 10. Катодолуминесцентный спектр зерна алмаза (голубое свечение)

се ударно-термического воздействия при падении Тунгусского тела произошло эпитаксиальное наращивание алмаза на грань титаномагнетита, чему могла способствовать схожесть их кристаллической структуры. Такое явление – нарастание космического вещества на земное при импакте – ранее наблюдалось автором при изучении астроблемы Цэнхэр (Монголия). Там было обнаружено наплавление самородного железа на частицу магнетита [4].

К теллурическим минералам можно отнести частицы магнетита, титаномагнетита, сульфидов железа, пироксенов, мусковита, амфиболов, кварца.

Происхождение оливина и сульфидов железа может быть двойственным. Отдельно следует отметить находки органического вещества, идентификация которого микронзондовым методом затруднена или невозможна. Так, зерна самородного Al и W находятся на углеродных частицах, содержащих Al и W в виде

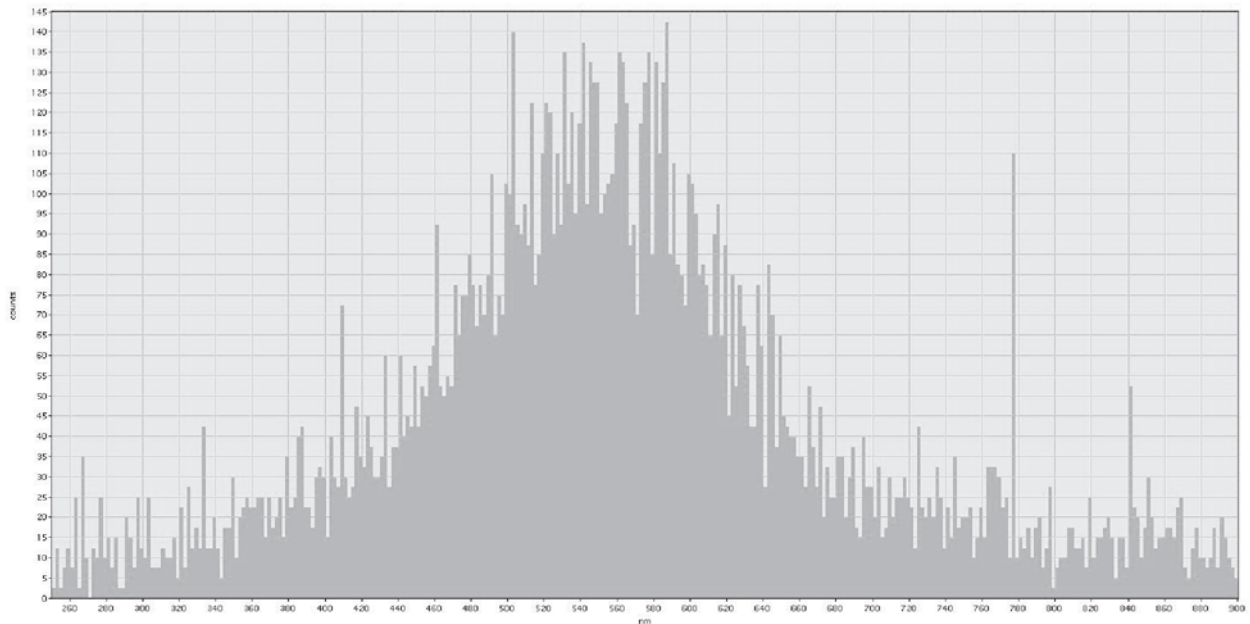


Рис. 11. Катодолуминесцентный спектр зерна муассанита (оранжевое свечение)

примеси, а скорее всего — в виде наночастиц, размер которых значительно меньше физических возможностей рентгеноспектрального метода.

Вывод. Набор минералов космического происхождения позволяет отнести находку Е. В. Дмитриева к 1908 г., к падению Тунгусского тела. Очевидна целесообразность продолжения исследований древесины катастрофического периода на предмет обнаружения минералов — маркеров космического вещества.

Работа выполнена при поддержке РФФИ, проект 10-05-0017а.

Литература

1. Голенецкий С. П., Степанок В. В., Колесников Е. М. Признаки космохимической аномалии в районе Тунгусской катастрофы 1908 г. // *Геохимия*, 1977. № 11. С. 1635–1645.
2. Корчагин О. А., Цельмович В. А., Лозовский В. Р. Высокоуглеродистые микросферы и сфероиды из пограничных отложений перми-триаса Недуброво, Центральная Россия // Матер. XI Междунар. конф. «Физико-химические и петрофизические исследования в науках о Земле». (М.—Борок: 3–6 окт. 2010) М., 2010. С. 140–142.

3. Корчагин О. А., Цельмович В. А. Космические частицы (микрометеориты) и наносферы из пограничного слоя глины между мелом и палеогеном (К/Т) разреза Стенвенс Клинт, Дания // Докл. РАН, 2011. Т. 437, № 4. С. 520–525.

4. Салтыковский А. Я., Цельмович В. А., Байараа Т. и др. Импактный кратер и состав космического вещества в раннепалеозойской структурной зоне Южной Монголии // Матер. XII Междунар. конф. «Физико-химические и петрофизические исследования в науках о Земле». (М.—Борок: 11–14 окт. 2011) М., 2011. С. 273–277.

5. Grachev A. F., Ed. The K/T Boundary of Gams (Eastern Alps, Austria) and the Nature of Terminal Cretaceous Mass Extinction. doi:10.2205/2009-GAMSbook. (Print companion published by the Geological Survey of Austria, *Abhandlungen*, 63, 2009, 199 pp.)

6. Longo C., Serra B., Cecchini S., Galli M. Search for microremnants of the Tunguska cosmic body // *Planet. Space Sci.* 1994. V. 42. № 2. P. 163–177.

7. Serra R., Cecchini S., Galli M., Longo G. Experimental hints on the fragmentation of the Tunguska cosmic body // *Planet. Space Sci.*, 1994. V. 42. № 9. P. 777–783.

Авторский указатель

Shifeng Dai	165	Ивенсен Г. В.	134	Савичев А. Т.	150
Алексеева Т. Н.	27, 29, 31	Ильенок С. С.	119	Савко А. Д.	52
Альбеков А. Ю.	73	Исаков С. И.	124	Салдин В. А.	112
Андрющенко С. В.	50	Карпов Г. А.	147	Свальнов В. Н.	27, 29, 31
Арбузов С. И.	119	Кокшина Л. В.	98	Середин В. В.	38, 159, 165
Аухатов Я. Г.	85	Кориневский В. Г.	67	Симакова Ю. С.	101, 112, 140
Афанасьева Н. И.	95	Кринари Г. А.	107	Сиротин В. И.	105
Ахмедова Т. Г.	37	Кудымов А. В.	129	Сироткин А. Н.	76
Бекеша С. Н.	187	Куликова К. В.	184	Сколотнев С. Г.	150
Билык Н. Т.	187	Кутыгин Р. В.	134	Соболева А. А.	140
Бискэ Н. С.	79	Мальков Б. А.	59, 62, 173	Сокур Т. М.	131
Бурдастых А. В.	52	Мацапулин В. У.	124	Старикова Е. В.	162
Буров А. И.	110	Медведева С. А.	129	Судыко А. Ф.	119
Бурцев И. Н.	112	Мизенс Г. А.	98	Тельнова О. П.	55
Бяков А. С.	63	Милаш А. В.	52	Тибилев И. В.	182
Ван А. В.	83	Морокова Ю. И.	140	Травин А. В.	68
Варичев А. С.	187	Мохов А. В.	147	Удоратина О. В.	184
Варламов Д. А.	184	Никитина Е. С.	103	Файзиев А. Р.	157
Васильев Д. А.	136	Николаева А. Г.	147	Федосеев Г. С.	68
Ведерников И. Л.	63	Обровец С. М.	116	Филатова Н. И.	47
Волостнов А. В.	119	Перфилова О. Ю.	68	Филиппов В. Н.	112, 140
Воронин Б. И.	44	Петрова В. В.	150	Фозилов М. М.	157
Воронцов А. А.	50, 68	Предтеченская Е. А.	83	Холопова М. Л.	173
Гнидец В. П.	42	Рахматулина Ю. Ш.	107	Цельмович В. А.	190, 193
Гончар А. Д.	57	Родников А. Г.	35	Чекрыжов И. Ю.	38, 159, 165
Горностаева Т. А.	147	Румянцева И. И.	101	Юркова Р. М.	44
Горькова Н. В.	150	Рыбалко В. И.	119	Юсупов А. Р.	124
Гревцев В. А.	95	Рыборак М. В.	73	Яценко И. Г.	187
Гусев А. И.	153, 155	Рябинкина Н. Н.	101		
Зарицкий П. В.	121	Савельев В. П.	184		
Зинчук М. Н.	92	Савичев А. А.	179		
Зинчук Н. Н.	87, 89, 92, 171				
Зорина С. О.	95				

СОДЕРЖАНИЕ

Несбывшиеся ожидания. Предисловие редактора	3
Новые данные о проявлениях и продуктах наземного и субмаринного вулканизма. Геодинамические интерпретации	
Прямые и косвенные признаки океанского подводного вулканизма <i>В. Н. Свальнов, Т. Н. Алексеева</i>	27
Распространение вулканогенного материала Зондских островов в Индийском океане <i>Т. Н. Алексеева, В. Н. Свальнов</i>	29
Минеральный и химический состав продуктов островных эксплозий в осадках северо-востока Индийского океана <i>В. Н. Свальнов, Т. Н. Алексеева</i>	31
Этапы проявления вулканической активности в осадочных бассейнах Охотского моря <i>А. Г. Родников</i>	35
Литогенез эоценовых вулканогенно-осадочных отложений Шахдагского прогиба Малого Кавказа <i>Т. Г. Ахмедова</i>	37
Новые данные об эоцен-олигоценых вулканических породах и гидротермальной минерализации кайнозойских угленосных впадин Западного Приморья <i>В. В. Середин, И. Ю. Чекрыжов</i>	38
Раннемеловой вулканизм Каркинитско-Северокрымского прогиба <i>В. П. Гнидец</i>	42
Петрографо-минералогическая диагностика вулканокластики в предостроводужных вулканогенно-осадочных комплексах <i>Р. М. Юркова, Б. И. Воронин</i>	44
Значение диагностики вулканитов покровно-надвиговых поясов в целях реконструкции обстановок седиментации (восток Азии) <i>Н. И. Филатова</i>	47
Геолого-геохимическая характеристика вулканитов Удинской и Хилокской свит (Западное Забайкалье) <i>С. В. Андриющенко, А. А. Воронцов</i>	50
Вулканогенно-осадочные породы нижнего франа юго-востока Воронежской антеклизы <i>А. Д. Савко, А. В. Бурдастых, А. В. Милаш</i>	52
Палинологическая характеристика раннепалеозойских вулканогенно-осадочных отложений восточного склона Полярного Урала <i>О. П. Тельнова</i>	55
Вулканогенные продукты в осадочных отложениях эталонного разреза верхнего палеозоя Средней Азии <i>А. Д. Гончар</i>	57
Санидиновые ультракалийевые трахиты — «новый» позднепалеозойский вулканический комплекс Среднего Тимана <i>Б. А. Мальков</i>	59
Тектоническая позиция ультракалийевых трахитов на древних и молодых платформах <i>Б. А. Мальков</i>	62
Сравнительный анализ глинистых пород Балыгычанского, Аян-Юряхского и Верхоянского бассейнов (северо-восток Азии): диагностика скрытой пирокластики и геодинамическая интерпретация условий осадконакопления <i>А. С. Бяков, И. Л. Ведерников</i>	63

Карбонатитовый пепел в нижнеордовикских отложениях Урала <i>В. Г. Кориневский</i>	67
Геохронологические исследования и проблема диагностики ордовикских и девонских вулканитов в Минусинско-Агульском секторе Алтае-Саянской рифтовой области <i>А. А. Воронцов, Г. С. Федосеев, О. Ю. Перфилова, А. В. Травин</i>	68

Диагностика древних (метаморфизованных) вулканитов и туффоидов

Неоархейская вулканогенно-осадочная ассоциация Михайловской структуры Курской гранит-зеленокаменной области: реконструкция условий формирования по петрохимическим данным <i>М. В. Рыборак, А. Ю. Альбеков</i>	73
Реконструкция первичной природы амфиболитов серии Атомфьелла (полуостров Нью Фрисланд, архипелаг Шпицберген) <i>А. Н. Сироткин</i>	76
Пеперит как индикатор приповерхностных условий внедрения магмы <i>Н. С. Бискэ</i>	79

Вулканизм и литогенез

Диагностика вулканокластического материала по продуктам его изменения <i>А. В. Ван, Е. А. Предтеченская</i>	83
Доманиковская формация Волго-Уральской области – индикатор литогенной обстановки сжатия и вулканической активности Урала <i>Я. Г. Аухатов</i>	85
Диагностика продуктов выветривания долеритов в осадочных толщах <i>Н. Н. Зинчук</i>	87
О концентрации туфогенного материала в продуктивных на алмазы древних осадочных толщах Сибирской платформы <i>Н. Н. Зинчук</i>	89
О диагностике продуктов выветривания кимберлитов в осадочных толщах <i>Н. Н. Зинчук, М. Н. Зинчук</i>	92
Пирокластический материал в смектитсодержащих глинах <i>Н. И. Афанасьева, С. О. Зорина, В. А. Гревцев</i>	95
Бентониты в палеозойском разрезе Боровской зоны (юго-запад Западной Сибири) <i>Л. В. Кокшина, Г. А. Мизенс</i>	98
Литохимические и минеральные индикаторы палеовулканизма в разрезах нижнего карбона Печорского бассейна <i>Н. Н. Рябинкина, Ю. С. Симакова, И. И. Румянцева</i>	101
Вулканогенно-осадочные породы рудовмещающих отложений уранового месторождения Коретконде (Витимский урановорудный район) <i>Е. С. Никитина</i>	103
Смектит как возможный индикатор пирокластики в осадочном чехле платформ (на примере Воронежской антеклизы) <i>В. И. Сиротин</i>	105
Вулканогенный материал в нефтегазоносных толщах: диагностика, механизмы локализации и значение <i>Г. А. Кринари, Ю. Ш. Рахматулина</i>	107
Цеолиитоносные формации России и вулканизм <i>А. И. Буров</i>	110

Цеолиты в верхнеюрских породах Чим-Лоптюгского месторождения горючих сланцев (Яренский сланценосный район) <i>В. А. Салдин, И. Н. Бурцев, Ю. С. Симакова, В. Н. Филиппов</i>	112
Влияние вулканической деятельности на седиментогенез в Припятском бассейне зрелой фазы рифтогенеза (Беларусь) <i>С. М. Обровец</i>	116
О природе тонштейнов Азейского месторождения Иркутского угольного бассейна <i>С. И. Арбузов, С. С. Ильенок, А. В. Волостнов, В. И. Рыбалко, А. Ф. Судыко</i>	119
Межугольные прослои (тонштейны, kaolin-kohlentonstein) – продукты преобразования вулканического пепла в процессе углефикации (на примере Донбасса) <i>П. В. Зарицкий</i>	121
Новые данные о проявлении вулканогенных процессов в плиоцен-плейстоцене Дагестана <i>В. У. Мацапулин, С. И. Исаков, А. Р. Юсупов</i>	124
Литохимические характеристики как индикатор отсутствия вулканогенных продуктов в среднеюрско-валанжинских отложениях западных районов Нижнего Приамурья (Дальний Восток) <i>С. А. Медведева, А. В. Кудымов</i>	129

Литохимические методы диагностики

Кислый вулканизм верхнего венда юго-западной окраины Восточно-Европейской платформы <i>Т. М. Сокур</i>	131
Петрохимическая диагностика вулканогенного материала в отложениях среднего–верхнего карбона Западного Верхоянья <i>Г. В. Ивенсен, Р. В. Кутыгин</i>	134
Диагностика вулканогенного материала в среднеюрско-нижнемеловых отложениях Чекуровской антиклинали (фронтальная часть Верхоянского складчато-надвигового пояса) <i>Д. А. Васильев</i>	136
Особенности петрофонда горных пород Енганепэйской свиты (Полярный Урал) <i>А. А. Соболева, Ю. С. Симакова, В. Н. Филиппов, Ю. И. Морокова</i>	140

Вулканизм и рудогенез

Акцессорные рудные минералы пеплов действующих вулканов Камчатки как фактор переноса рудообразующих компонентов современными магматогенными флюидными системами <i>Г. А. Карпов, А. В. Мохов, Т. А. Горностаева, А. Г. Николаева</i>	147
Высокотемпературные глубоководные вторичные преобразования ультраосновных вулканитов <i>В. В. Петрова, С. Г. Сколотнев, Н. В. Горькова, А. Т. Савичев</i>	150
Вулканогенно-осадочный рудогенез Холзунского рудного поля Горного Алтая <i>А. И. Гусев</i>	153
Признаки вулканогенного материала в месторождениях и проявлениях типа SEDEX венд-кембрийского уровня западной части Алтае-Саянской складчатой области <i>А. И. Гусев</i>	155
Роль вулканитов в становлении многометального месторождения Большой Канимансур (Северный Таджикистан) <i>А. Р. Файзиев, М. М. Фозилов</i>	157
Оксигидроксидная Fe-Mn минерализация Павловского угольного месторождения, Приморье <i>В. В. Середин, И. Ю. Чекрыжов</i>	159
Закономерности гидротермально-осадочного марганцевого рудогенеза: анализ природных и расчетных данных <i>Е. В. Старикова</i>	162

Редкометалльная минерализация в туфогенных толщах угольных бассейнов России и Китая <i>В. В. Середин, Shifeng Dai, И. Ю. Чекрыжов</i>	165
------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------	-----

Алмаз как минерал-индикатор

Типоморфизм алмазов как основной критерий диагностики алмазоносного петрофонда <i>Н. Н. Зинчук</i>	171
Кривогранные алмазы девонских россыпей Тимана и их вероятные коренные первоисточники <i>Б. А. Мальков, М. Л. Холопова</i>	173

Некоторые дискуссионные вопросы

Геолого-генетическая модель формирования Патомского кратера <i>А. А. Савичев</i>	179
К генезису вулканогенного вещества в осадочных породах севера Чукотки <i>И. В. Тиболов</i>	182
Специфичная рудная минерализация как средство диагностики вулканических пород (на примере измененных вулканитов Южного Тимана) <i>О. В. Удорткина, Д. А. Варламов, К. В. Куликова, В. П. Савельев</i>	184
Эндогенные Ti-Mn-Fe-силикатные сферулы в эксплозивных и вулканогенно-осадочных формациях <i>И. Г. Яценко, С. Н. Бекеша, Н. Т. Билык, А. С. Варичев</i>	187
О метеоритном происхождении самородных металлов в осадочных породах <i>В. А. Цельмович</i>	190
Могут ли частицы самородных металлов быть индикатором вещества Тунгусского метеорита? <i>В. А. Цельмович</i>	193

Научное издание

**Диагностика вулканогенных продуктов
в осадочных толщах**

Материалы Российского совещания с международным участием

Компьютерная верстка Г. Н. Каблиса

Рисунок на обложке В. И. Ракина

Подписано в печать 14.03.12. Печать РИЗО.

Тираж 120

Усл. печ. л. 25,5

Заказ 859



Издательско-информационный отдел
Института геологии Коми НЦ УрО РАН
167982, Сыктывкар, Первомайская, 54
E-mail: geoprint@geo.komisc.ru