Российская академия наук УДК 551.21+552+550.34 Дальневосточное отделение Научное издание Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН Материалы региональной научной конференции Материалы региональной «Вулканизм и связанные с ним процессы», посвящённой Дню вулканолога, 27 - 28 марта 2014 г. конференции Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН, 2014. - 343 «Вулканизм и связанные с с. ним процессы»,посвященной Главный редактор: академик РАН Е. И. Гордеев; Заместитель главного редактора: Г. А. Карпов; секретарь: С. **ДНЮ ВУЛКАНОЛОГА** Ответственный Б. Самойленко; Редакционная коллегия: Н. И. Селивёрстов, И. В. Мелекесцев, С. Н. Рычагов, В. М. Округин, В. Л. Леонов, 27 - 28 марта 2014 г. О. Α. Гирина, Я. Муравьёв Д. **ISBN** 978-5-902424-16-1 В сборнике представлены материалы ежегодной научной конференции, посвящённой Дню вулканолога, проводимой Институтом вулканологии и сейсмологии ДВО РАН в 2014 г. Освещаются исследования современных проблем вулканологии, сейсмологии, геофизики петрологии, вулканогенных И гидротермальных систем. На обложке: Извержение влк. Ключевского, 18 октября 2013 Γ. Фото А. Коневской

Петропавловск-Камчатский, 2014

## Содержание

Секция І	
Современный и четвертичный вулканизм: общие вопросы, петрология, петрохимия, механизмы и прогноз извержений.	
Авдейко Г. П., Бергаль-Кувикас О. В.	7
Сценарии генезиса вулканических пород с внутриплитными геохимическими характеристиками (NEAB) на Камчатке	
Быкасов В. Е.	14
Извержения 1739 и 1740 годов в районе вулкана Плоский Толбачик.	
Вергасова Л. П., Карпов Г. А., Филатов С. К., Кривовичев С. В., Аникин Л. П., Философова Т. М., Москалёва С. В., Шаблинский А. П., Горелова Л. А., Житова Е. С., Белоусов А. Б., Белоусова М. Г., Савельев Д. П. Об эксгаляционной минерализации лавовых потоков Трещинного Толбачинского извержения им. 50-летия ИВиС ДВО РАН	22
Волынец А. О., Певзнер М. М., Бабанский А. Д., Родин В. С.	26
Геохимические характеристики неоген-четвертичных пород южной части Срединного хребта Камчатки	
Волынец А. О., Мельников Д. В., Якушев А. И., Грибоедова И. Г.	32
Трещинное Толбачинское извержение 2012-2013 гг.: первые данные о вариациях состава пород, вкрапленников и кристаллолапиллей плагиоклаза.	
Гирина О. А., Маневич А. Г., Мельников Д. В., Нуждаев А. А., Демянчук Ю. В.	38
Активность вулканов Камчатки в 2013 г.	
Гирина О. А., Маневич А. Г., Мельников Д. В., Нуждаев А. А., Демянчук Ю. В.	46
Извержения вулкана Ключевской в 2012–2013 гг.	
Горбач Н. В., Портнягин М. В., Тембрел И. И.	53
Первые данные по геохимии магнезиальных андезитов палеовулкана г. Шиш (хребет Кумроч, Восточная Камчатка)	
Двигало В. Н., Свирид И. Ю., Шевченко А. В.	58
Аэрофотограмметрические исследования Нового трещинного Толбачинского извержения 2012–2013 гг.	
Дрознин В. А., Дубровская И. К., Чирков С. А.	63
К расчёту выноса тепла по данным тепловизионных исследований (на примере вулкана Мутновский, Камчатка)	
Ерёмина Т. С., Хубуная С. А., Колосков А. В., Москалёва С. В.	69
Известково-щелочные и субщелочные базальты и андезибазальты вулканов Ключевской, Харчинский и Плоский Толбачик (ТТИ-50) — вулканические продукты разноглубинной мантии	
Котенко Т. А., Котенко Л. В.	82
Вулкан Эбеко в 2012–2013 гг.	
Костенко Н. В.	89
Формационная систематизация неовулканитов Восточной Европы по результатам петрохимическо-геохимических исследований	
Малик Н. А., Зеленский М. Е.	93
О температуре и составе газа фумарол вулкана Авачинский в 2012-2013 г.	
Новаков Р. М., Савельев Л. П., Белова Т. П., Паламарь С. В.	97
Травертины Камчатского Мыса	01
Перзиер М. М. Толстых М. Л. Бабанский А. Л. Леер П. Вольнен А. О.	104
Первые данные об изотопном возрасте и составе исходных расплавов порол начальной фазы	101
деятельности вулканического массива Шивелуч, Камчатка	
Пономарева В. В., Горбач Н. В., Зеленин Е. А.	108
Новые данные о крупномасштабных обрушениях постройки вулкана Шивелуч	

Рашидов В. А., Делемень И. Ф., Аникин Л. П. Побочный вулкан Такетоми (о. Атласова, Курильские острова) в августе 2013 г.	114
Савельев Д. П., Философова Т. М.	120
Магматические сульфиды в пикритах п-ова Камчатский Мыс	
Шевченко А. В., Свирид И. Ю., Двигало В. Н.	127
Формирование экзогенного купола вулкана Молодой Шивелуч	
Флёров Г.Б., Ананьев В.В., Пономарёв Г.П.	134
Минералогия пород вулканов Острый и Плоский Толбачиков, исторических извержений и первого этапа формирования зоны шлаковых конусов	

## Секция II Геодинамика зоны перехода океан-континент: геофизические исследования в областях современного

и четвертичного вулканизма, природные катастрофы.	
Андреев В. И., Делемень И. Ф., Рылов Е. С.	140
Основные результаты комплексных радиогеологических исследований при изучении Налычевских горячих ключей (Природный парк Налычево)	
Блох Ю. И., Бондаренко В. И., Долгаль А. С., Новикова П. Н., Рашидов В. А., Трусов А. А.	144
Комплексные геофизические исследования подводного вулкана 3.8 (Курильская островная дуга)	
Викулин А.В., Акманова Д.Р. Параметры интенсивных вулканических извержений и модель питающих их магматических очагов	152
Гонтовая Л.И. Сенюков С.Л. Назапова З.А.	157
Глубинная структура Ключевской группы вулканов в результатах сейсмической томографии	101
Долгая А. А., Викулин А. В., Акманова Д. Р.	163
О некоторых особенностях временных рядов очагов землетрясений и извержений вулканов	
Иванов В. В.	168
Кратко — и среднесрочные сейсмологические предвестники катастрофических извержений вулканов Безымянный и Шивелуч на Камчатке	
Кирюхин А. В., Поляков А. Ю., Делемень И. Ф.	175
Связь локальной сейсмичности в Северо-Мутновской вулканотектонической зоне с аномальным изменением устьевого давления на скважине Родниковая Копылова Г. Н., Копылова Ю. Г., Гусева Н. В.	180
О генезисе и механизмах формирования гидрогеохимических аномалий в изменениях состава подземных вод под влиянием сейсмичности	
Лемзиков М. В.	186
Асейсмические области под активными вулканами Камчатки по данным детальных сейсмологических наблюдений в 1962–2012 годы	
Лемзиков В. К., Лемзиков М. В.	191
Спектральные особенности длиннопериодных вулканических сигналов вулкана вулкана Ключевской	
Мороз Ю. Ф., Мороз Т. А., Смирнов С. Э.	198
Аномальное поведение фазы импеданса в связи с сильными землетрясениями на Камчатке	
Мороз Ю. Ф., Самойлова О. М., Мороз Т. А.	205
Глубинное строение побережья северной Камчатки по геофизическим данным	
Павлова В. Ю., Делемень И. Ф.	213
Георадарные исследования зоны разгрузки термальных вод на участке Карымшинской гидротермальной системы (Камчатка)	
Пинегина Т. К.	220
Пространственно-временное распределение очагов цунамигенных землетрясений вдоль Тихоокеанского побережья Камчатки за последние ~2000 лет Рашилов В А. Рылов Е.С. Берсенёва Н.Ю. Лецемень И.Ф. Фоториенко И.А. Бунек А.А. Рылова С.А.	226
Геофизические исследования в центральной части Природного парка «Налычево» в 2013 г.	220

Федотов С. А., Соломатин А. В.	233
Долгосрочный сейсмический прогноз для Курило-Камчатской дуги на IX 2013-VIII 2018 гг.; характер сейсмичности в предшествующее пятилетие	
Фирстов П. П., Акбашев Р. Р., Макаров Е. О., Паровик Р. И.	241
Строение верхней части геологических разрезов в пунктах мониторинга почвенного радона на Петропавловск — Камчатском геодинамическом полигоне	
Шакирова А.А., Ящук В.В., Фирстов П.П.	250
Применение выносных радиотелеметрических сейсмических каналов для создания локальных сетей на примере ПНВ-А «TUMD» в районе вулкана Кизимен, Камчатка	
Яроцкий Г. П.	256
Тектонические уроки Хаилинского землетрясения 1991 г. на юго-западе Корякского нагорья	

## Секция III

Современные гидротермальные системы: геотермия, геохимия, постмагматические процессы. Вулканогенное рудообразование. Новые методы исследования и оборудование.	
Калачёва Е.Г.	265
Происхождение NH4 и H3BO3 в парогидротермах Кошелевского массива	
Карданова О. Ф.	272
Некоторые особенности геохимии глин Кихпинычского долгоживущего вулканического центра (КДВЦ)	
Карпов Г. А., Аникин Л. П., Флёров Г. Б., Чубаров В. М., Дунин-Барковский Р. Л.	283
Минералого-петрографические особенности алмазсодержащих продуктов Трещинного Толбачинского извержения 2012–2013 гг.	
Наумов А. В.	289
Равновесие реакций синтеза метана: к вопросу об абиогенном происхождении углеводородов	
Наумов А. В.	295
К вычислению границы насыщения столба раствора летучих компонентов в гравитационном поле	
Нуждаев А. А., Рычагов С. Н.	298
Особенности поведения ртути в зоне гипергенеза Нижне-Кошелевской геотермальной системы (Южная Камчатка)	
Сергеева А. В., Рычагов С. Н., Чернов М. С.	305
Фосфаты гидротермальных глин Восточно-Паужетского термального поля (Южная Камчатка): характеристика и путь образования	
Сергеева А. В., Богатко Н. П., Назарова М. А., Карпов Г. А.	310
Первые результаты комплексных исследований гидротермальных глин района термальных источников Академии Наук (Камчатка)	
Кирюхин А. В., Воронин П. О., Поляков А. Ю., Мушинский А. В.	318
Измерение изотопии воды Камчатских термоминеральных источников и скважин на приборе IWA-35EP	
Округин В. М., Яблокова Д. А., Андреева Е. Д., Шишканова К. О., Чубаров В. М., Философова Т. М., Москалёва С. В., Чернев И. И., Чубаров М. В. Новые данные о пирите современных и палеогидротермальных систем Камчатского края	323
Округин В. М., Ким А. У., Москалёва С. В., Округина А. М., Чубаров В. М., Агаськин Л. Ф.	329
О рудах Асачинского золото-серебряного месторождения (Южная Камчатка)	
Округин В. М., Андреева Е. Д., Яблокова Д. А., Округина А. М., Чубаров В. М., Ананьев В. В.	334
Новые данные о рудах Агинского золото-теллуридного месторождения (Центральная Камчатка)	



УДК 551.21:551.24

Г. П. Авдейко, О. В. Бергаль-Кувикас

Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, г. Петропавловск-Камчатский e-mail: gavdeiko@kscnnet.ru

## Сценарии генезиса вулканических пород с внутриплитными геохимическими характеристиками (NEAB) на Камчатке

На Камчатке широко распространены вулканические породы островодужного (субдукционного) типа. Кроме того встречаются, хотя и небольшом количестве, породы NEAB для которых характерны повышенные содержания Nb и других высокоразрядных элементов. Известны, по крайней мере, три сценария их образования. Первый сценарий реализуется на Восточной Камчатке и на Камчатском перешейке в начальный период субдукции. NEAB лавы образуются в начальные периоды субдукции на Восточной Камчатке и на Камчатской перешейке путём плавления перидотита мантийного клина метасоматизированного адакитовым расплавом из океанической коры. Второй сценарий обусловлен образованием мантийного плюма в результате апвеллинга подсубдукционной мантии в разрыв слэба после остановки субдукции под Срединный хребет. Третий сценарий обусловле декомпрессионным плавлением в зоне растяжения задугового спрединга на Западной Камчатке. Не совсем определена природа щелочных базальтов Камчатского перешейка. Возможно, их образование связано с аккрецией океанических базальтов, сформированных при декомпрессионном плавлении по модели Хирано и др.

#### Введение

Генезис пород с внутриплитными геохимическими характеристика зонах субдукции является одной из наиболее обсуждаемых проблем в современной петрологической итературе [например, 23]. В англоязычной литературе они называются по характерному признку — сравнительно высокому содержанию Nb: HNbB (высоко Nb базальт), NEB (обогащенный Nb базальт), NEAB (обогащенный Nb островодужный базальт). Последний термин представляется наиболее информативным, т. к. в нём отражён и признак высокого содержание Nb, и островодужный характер их местоположения и генезиса).

По современным представлениям вулканизм лав ОД связывается с субдукцией. В период становления модели субдукции возникла проблема генезиса островодужных магм. Пространственная связь и сопряжённость вулканизма Курило-Камчатской ОД с СФЗ была отмечена ещё А. Н. Заварицким [5]. Более подробно эта связь рассмотрена Р. З. Таракановым с соавторами [15].

В начальный периода была предложена гипотеза плавления субдуцируемой океанической коры. т. к. в результате плавления метаморфизованного базальта (амфиболит, эклогит) мог получиться только андезит, а во многих зонах субдукции преобладали андезиты возник так называемый термин «андезитовая линия». Модельные расчёты структуры поля температур зон субдукции показали, что температуры для плавления океанической коры недостаточны [например, 25–26] Затем была обос-

нована модель плавления перидотита мантийного клина, метаморфизованного летучими компонентами, в первую очередь воды, из субдуцируемой ОК [см. например 20, 22, 35], в том числе и для Курило-Камчатской дуги [1, 12, 35] Характерной чертой вулканитов ОД является высокое содержание мобилизуемых флюидами, большеионных литофильных (LILE), лёгких редкоземельных элементов (LREE), глубокий Ta-Nb минимум на многокомпонентных спайдер-диаграммах редких элементов, низкие концентрации других высокозарядных элементов (HFSE) — Zr, Hf, которые не мобилизуются водными флюидами. Появились данные о петрогеохимической и минералогической зональностям. Данные об увеличении HFSE в тыловых частях дуг, свидетельствовали о возможности плавлении ОК на более глубоких уровнях субдукции, т.е. при более высоких температурах.

На основе тектоники литосферных плит были разработаны геохимические критерии, позволяющие различать геотектонические типы вулканизма островных дуг, (срединно-океанических хребтов (MORB), внутриокеанических островов (OIB), зон задугового спрединга, рифтовых зон континентов [см. например 35]. Появились исключения. В Островнх дугах, наряду с преобладающими типичными ОД лавами, стали встречаться нехарактерные породы с внутриплитными геохимическими характеристиками (OIB), в которых наблюдаются повышенные содержания HFSE, отсутствует Та-Nb минимум, и адакиты, допускающие плавление OK.

#### Материал и обсуждение

8

На карте (рис. 1) показаны местоположения пород с внутриплитными геохимическими характеристиками на Камчатке

Впервые на наличие пород с внутриплитными геохимическими характеристиками на Камчатке обратил внимание О. Н. Волынец с соавторами [3]. Он объяснял их появление вместе с типичными островодужными породами возможным проявлением мантийного плюма, не отвергая модели субдукции.

Большим сторонником привлечения мантийных плюмов к объяснению NEAB-лав является А. В. Колосков[6, 7]. В статьях по породам с внутриплитными геохимическими характеристиками Кекукнайского массива [8, 9]. А. В. Колосков в качестве альтернативы модели субдукции предложил модель «флюидно-магматического эскалатора» аналогично мантийному плюму. В работе использованы геохимические данные по Кекукнайскому вулканическому массиву из статьи [8]

На Камчатке NEAB лавы известны в разных тектонических зонах: на Восточной Камчатке в начальную стадию субдукции, в Срединном хребте, находящемся на завершающей стадии субдукции, на Западной Камчатке, где уже субдукция завершилась и на Камчатском перешейке, в пределах Валоваямского вулканического поля (ВВП), где вулканизм связан с субдукцией Пракомандорской плиты.

Мы рассматриваем образование NEAB-лав в рамках 2-х компонентной магматической модели субдукции. Одной компонентой является перидотит мантийного клина, второй — является вкладом субдукционной компоненты, которой может осуществляться как в виде флюида, так и в виде расплава или вместе флюида и расплава. В этом случае можно говорить о трёх компонентах.

На Восточной Камчатке и в пределах Камчатского перешейка (ВВП) NEAB встречается совместно с адакитами. В этих районах NEAB-лавы мы, вслед за более ранним работами [28, 32], рассматриваем образование NEAB в результате плавления мантийного клина, метасоматизированного расплавом океанической коры (адакиты) и флюидом. Обогащение Nb связано с метасоматизацией перидотита мантийного клина адакитовым расплавом, а наличие слабого Та-Nb-минимума обусловлены большеионными и легкими редкоземельными LREE, которые мобилизуются водным флюидом.

Сценарий генерации NEAB лав в Срединном хребте мы объясняем за счёт перескока зоны субдукции в конце миоцена [2, 17]. Разрыв проявлен на сейсмотомографическом профиле, проходящем через зону перескока [21]. В разрыв произошло внедрение (апвеллинг) горячей подсубдукционной мантии (рис. 2). В первых публикациях [2, 17] мы связывали формирование NEAB метасоматозом мантийного клина расплавом ОК, который образуется в результате плавления на контакте ОК с подсубдукционной ман-

тией. В этом случае сценарий образования NEAB лав аналогичен предыдущему, но, к сожалению, мы не знаем состав расплава ОК, матасоматирующего мантийный клин. Это, несомненно, не адакит, так как ОК подвергается плавлению на значительно большей глубине, чем глубина образования адакитов (60–90 км).

С другой стороны, здесь возможно формирование мантийного плюма при апвеллинге горячей подсубдукционной мантии, при подъёме которого возможно декомпессионное плавление по модели мантийного эскалатора А.В. Колоскова[9]. Этот процесс мы рассмотрим с использованием геохимических данных по геохимической эволюции пород Кекукнайского массива, приведённых в работе [8]. На диаграммах Th-Yb и Zr-Nb (рис. 3) видно, что породы посткальдерного этапа Кекукнайского массива обогащены HFSE и тяжелыми редкоземельными элементами по сравнению с обедненными породами породами Восточно-Камчатского и Южно-Камчатского вулканических поясов, а также по сравнени с породами докальдерного этапа. Аналогичная картина наблюдается и на многокомпонентных спайдер-диаграммах Кекукнайского массива (рис. 4). Отчётливо видно, что с увеличением возраста массива возрастают содержания HFSE в том числе Nb и Та и тяжёлых редкоземельных элементов. Это можно интерпретировать как вовлечение в магмогенезис более обогащенного мантийного источника. Мы полагаем, что таким источником может мантийный плюм, образованный в результате апвеллинга подсубкционной мантии в разрыв Тихоокеанской плиты после прекращения субдукции под Срединный хребет. Возможно эти сценарии с плавлением океанической коры и с образованием мантийного плюма действуют одновременно и дополняют друг друга т. к. они не являются альтернативными. Наличие слабого Ta-Nb-минимума подтверждает вероятность вклада в образование NEAB (см. рис. 4) лав флюидной компоненты и являются подтверждением субдукционной природы рассматриваемого магматизма.

Широко проявленные на Западной Камчатке породы с внутриплитными геохимическими характеристиками наиболее вероятно образовались в результате проявления вулканизма задугового спрединга, в котором также присутствует субдукционная компонента В этом случае основной вклад в формирование родоначальной магмы вносят компоненты мантийноо плюма, образованного в результате наведенной субдукцией конвекции. Тем не менее субдукционная компонента проявляется в виде Та-Nb-минимума, хотя и неглубокого, который встречается в большинстве проявлений вулканизма Западной Камчатки. Тем не менее в отдельных случаях Ta-Nb минимум отсутствует полностью. Например, базальты г. Хухч [10]. В этом случае, возможно, проявляется сценарий, разработанный [23] на основе экспериментальных данных. В этом случае



Рис. 1. Тектоническая схема, поясняющая положение NEAB ЛАВ в курило-Камчатской островодужной системе по [2] с дополнениями. 1-4 Вулканические дуги: 1 — Курило — Камчатская (Восточно Камчатская), 2 — Пра-Командорская, 3 — Срединно-Камчатская-Курильская, 4 — Зона наложения курило-Камчатской дуги на Срединно — камчатскую-Курильскую. 5 — Кинкильская. Выходы пород по [35] с дополнениями: 6 — К-Na щелочные базальты, 7 — К-Na щелочные оливиновые базальты, 9 — щелочные базальты; 10 — разломы. 11 — Курило-Камчатский желоб. 12 — Пра Командорский палеожёлоб. Серым тоном показано положение Тихоокеанской плиты под Охотской в зоне перескока. Пояснение в тексте.



**Рис. 2.** Разрезы, иллюстрирующие перескок зоны субдукции в конце миоцена и формирование мантийного плюма. По [17] с дополнениями. 1 — Тихоокеанская плита. 2 — океаническая кора, 3 — континентальная кора, 4 — мантия с зонами магмообразования. 4 — вулканы. Буквы на разрезах: А — адакиты, *N* — NEAB породы.



### Мантийный компонент

**Рис. 3.** Диаграммы Thr/Yb-Ta/Yb, Zr-Nb для пород Кекукнайского вулканического массива. Геохимические данные по [8]



**Рис. 4.** Эволюционные спайдер-диаграммы (I) и графики нормированного по хондритам содержания редкоземельных элементов (II)? иллюстрирующие вклад.мантии в формирование пород Кекукнайского вулканического массива.Использованы данные [8, 31, 33]. Пояснения в тексте.

субдукционный материал продвигается в тыловую зону субдукции по границе верхней и нижней мантий на глубине около 600 км, а затем, в результате мантийного аппвелинга, поднимается в тыловой зоне, далеко от зоны субдукции. По такому сценарию, по мнению [21], проявляется вулканизм в Йеллоустонской кальдере Северной Америки.

#### Заключение

Итак, наиболее разработанной является модель взаимодействия адакитового расплава с перидотитом мантийного клина. Он проявляется не только на Западной Камчатке и ВВП, но и на Филиппинах [32], в Северной Америке на вулк. Сан-Хеленс [19], в Центральной Америке при образовании адакитов в субдукционном окне, в Южной Америке при образовании адакитов в фронтальной зоне субдукции, а также в зоне субдукции мелового возраста в Доминиканской республике

Сценарии образования NEAB лав при перескоке зоны субдукции на Камчатке с образованием субдукционного окна на глубине 350–500 км менее достоверны, хотя и подтверждаются данными сейсмической томографии. Это относится как к сценарию плавления ОК на контакте с горячей подсубдукционной мантией, так и формированием мантийного плюма.

О влиянии мантийного плюма на образование NEAB лав речь может идти не о мантийном плюме типа Гавайского, а о мантийных плюмах, формирующихся в пределах верхней мантии на Камчатке — 11. под действием процесса субдукции. Некоторые авторы выделяют 3 типа мантийных плюмов [например.18], а С. Faccenna с соавторами [21] выделяют ещё 4-й тип, о котором шла речь выше тоже в субдукционной геодинамической обстановке,

#### Гранты и благодарности

Мы признательны Аиде Александровне Палуевой за всестороннюю помощь в подготовке данной работы. Работа выполнена при финансовой поддержке гранта ДВО РАН № 12-Ш-А — 08–063

#### Список литературы

- Авдейко Г. П. Геодинамика проявления вулканизма Курильской островной дуги и оценка моделей магмообразования // Геотектоника. 1994, № 2. С. 19–32.
- Авдейко Г.П., Палуева А.А., Хлебородова О.А. Геодинамические условия вулканизма и магмообразования Курило-Камчатской островодужной системы // Петрология. 2006. Том. 14. № 3. С. 248 — 266.
- Волынец О. Н., Аношин Г. Н., Антипин В. С. Пет- 16. рология и геохимия щелочных и субщелочных лав как индикатор геодинамического режима островных дуг // Геология и геофизика. 1986. № 8. С. 10–17.
- Волынец О. Н., Карпенко С.Ф., Кэй Р. У., Горринг М. 17. Изотопный состав поздненеогеновых К-Na щелочных базальтоидов Восточной Камчатки: отражение гетерогенности мантийного источника магм // Геохимия. 1997. № 10 С. 1005–1018.

- 5. Заварицкий А. Н. Некоторые факты, которые надо учитывать при тектонических построениях // Известия АН СССР Сер. Геол. 1946. № 2. С. 3–11
- Колосков А.В. Изотопно-геохимическая неоднородность плиоцен-четвертичных вулканитов Камчатки, геометрия субдукционной зоны, модель флюидно-магматической системы. // Вулканология и сейсмология. 2001. № 6, С. 16–42.
- Колосков А. В. Проявление вулканизма внутриплитного геохимического типа в островодужной системе и его значение для понимания глубинных процессов геодинамики (на примере Камчатки) // Вестник КРА-УНЦ. Науки о Земле. 2003. № 2.С. 15–32
- Колосков А. В. Флёров Г. Б., Перепёлов А. Б. и др. Этапы эволюции Кекукнайского вулканического массива как отображение магматизма тыловой зоны Курило-Камчатской островодужной системы. Часть 1. Геологическое положение и геохимический состав пород.// Вулканология и сейсмология. 2011. № 5. С. 17-41.
- Колосков А. В., Флёров Г. Б., Перепёлов А. Б. и др. Этапы эволюции Кекукнайского вулканического массива как отображение магматизма тыловой зоны Курило-Камчатской островодужной системы. Часть 2. Петролого-минералогические особенности. Модель петрогенезиса.// Вулканология и сейсмология. 2013. № 2. С. 63-89.
- Перепёлов А.Б., Пузанков М.Ю., Иванов А.В., Философова Т. М. Базаниты горы Хухч — первые минералого-геохимические данные по неогеновому К-Nа щелочному магматизму Западной Камчатки // Доклады Академии Наук. 2006 Том. 408. № 6. С. 795–799.
- Перепёлов А.Б., Татарников С.А., Павлова Л.А., Ципукова С.С., Демонтерова Е.И. NEB-адакитовый вулканизм Центральной Камчатской Депрессии // IV Всероссийский симпозиум по вулканологии и палеовулканологии. Вулканизм и геодинамика. Материалы симпозиума. Петропавловск-Камчатский. 2009. Том. 2. С. 449–454.
- Пополитов Э.И., Волынец О.Н. Геохимические особенности четвертичного вулканизма Курило-Камчатской островной дуги и некоторые вопросы петрогенезиса // Новосибирск: Наука. 1981. 182 с.
- Супруненко О.И., Марковский Б.А. Щелочные вулканиты п-ва Кроноцкого (Камчатка) // Докл. АН СССР. 1973. Том. 211. № 3. С.682–685.
- Тихомирова С.Р., Бахтеев М.К., Морозов О.А. Натровая цёлочно-габброидная формация Восточной Камчатки // Бюл. Моск. об-ва испытателей природы. Отд. геол. 1992. Том. 67. Вып. 4. С. 99–106.
- Тараканов Р. З. О возможной роли сейсмофокальных зон в формировании и развитии структур островных дуг // Строение сейсмофокальных зон/ Ред. Пущаровский. М: Наука. 1987. С11–26.
- Arculus R. J., Lapierre H., Jaillard É. Geochemical window into subduction and accretion processes: Raspas metamorphic complex, Ecuador // Geology. 1999. Vol. 2. № 6. P.547-550.
- Avdeiko G. P., Savelyev D. P., Palueva A. A., Popruzhenko S. V. Evolution of the Kurile-Kamchatkan volcanic arcs and dynamics of the Kamchatka-Aleutian junction // Geophysical Monograph 173. Volcanism and subduction: the Kamchatka region. (J. Eichelberger, E.

Gordeev et al. Editors). American Geophysical Union. Washington D. C., 2007. P. 41–60.

- Courtillot V., Davaille A., Besse J., Stock J. Three distinct types of the Earth's mantle // Earth Planet. 29. Sci. Lett. 2003. Vol. 205. P. 295–308.
- Defant M. J., Drummond M. S. Mount St. Helens: Potential example of the partial melting of the subducted lithosphere in a volcanic arc // Geology. 1993. Vol. 21. 30. P.547-550.
- Delany Y. M., Helgeson H. C. Calculation of zones: constraints from Kamcha the thermodynamic consequences of hidratation of subduction oceanic crust to 100 kbar at P.275-293.
   800° C // Amer. J. Sci. 1978. Vol. 278. № 5. P.638-686. 31. Pearce J. A. and Parkinson I. J.
- Faccenna C., Becker Th. W., Lallemand S., Lagabrielle Y., Funiciello F., Piromallo C. Subduction-triggered magmatic pulses: A new class of plumes? // Earth and Planetary Science Letters. 2010. Vol. 299. Iss. 1–2. P. 54–68.
- Gorbatov, Widiyantoro, S., Fukao Y. and E. Gordeev. Signature of remnant slabs in the North Pacific from P-wave tomography // Geophys J. Int. 142. P. 27–36.
- 23. *Gill J. B.* Orogenic andesites and plate tectonics. New-York: Springer-Verlag, 1981. 390 p
- Hastie A. R., Mitchell S. F., Kerr A. C., Minifie M. J., Millar I.L. Geochemistry of rare high-Nb basalt lavas: Are they derived from a mantle wedge metasomatised by slab melts? // Geochimica et Cosmochimica Acta. 2011. Vol. 75. P. 5049–5072.
- Hirano N., Takahashi E., Yamamato J., Abe N., Ingle S. P., Kaneona I., Hirata T., Kimura J.-I., Ishii T., Ogawa Y., Machida A., Suyehiro K. Volcanism in Response to Plate Flexure // Science. 2006. Vol. 313. P.1426-1428.
- Honda S., Uyeda S. Thermal process in subduction zones – a review and preliminary on the origin of arc volcanism // Arc volcanism: physics and tectonics. Tokio: TERRAPUB, 1983. P. 117–140.
- Hsui A. T. Toksoz M. N. The evolution of thermal structure beneath a subduction zone // Tectonophysiscs. 1979. V. 60. №43–60.
- 28. Kepezhinskas P., Defant M. J., and Drummond M. S. Progressive eQuaternary convergent margin tectonics of Costa Rica, segmentation of the Cocos Plate, and Central American volcanism Enrichment of island arc mantle

by melt-peridotite interaction iferred from Kamchatka xenoliths // Geochemica et Cosmochemica Acta. 1996. Vol. 60. № 7. P. 1217–1229.

- McCulloch M. T., Gamble J. A. Geochemical and geodynamical constraints of subducrion zone magmatism // Earth and Planet. Sci. Lett. 1991. Vol. 102. № 3/4. P. 358-374.
- Münker C., Wörner G., Yogodzinski G., Churikova T. Behaviour of high field strength elements in subduction zones: constraints from Kamchatka-Aleutian arc lavas // Earth and Planet. Sci. Lett. 2004. Vol. 224. P.275–293.
- Pearce J. A. and Parkinson I. J. Trace element model for mantle melting; application to volcanic arc petrogenesis // Magmatic Process and Plate Tectonics. Geological Society, London, Special Publications 76. P.373-403.
- Sajona F.G., Maurv R.C., Bellon H. et al. High Field Strength Element Enrichment of Pliocene-Pleistocene Island Arc Basalts, Zamboanga Peninsula, Western Mindanao (Philippines) // Journal of petrology. 1996. Vol. 37. № 3. P.693-726.
- Sun S.S. and McDonough W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // Magmatism in the Ocean Basins. Geological Society, London, Special Publications 42, P.313-345.
- 34. Tatsumi Y., Hamilton D. L., Nesbitt R. W. Chemical characteristics of fluid phase released from a subducted lithosphere and origin of arc magmas: evidence from high-pressure experiments and natural rocks // J. Volcanol. Geotherm. Res. 1986. Vol. 29. P. 293-309.
- Volynets O.N. Geochemical types, petrology and genesis of Late Cenozoic volcanic rocks from the Kurile-Kamchatka island-arc system // Intern. Geol. Rev. 1994. Vol. 36. P. 373–405.
- 36. Wood D.A. The application of a Th-Hf-Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification and to establishing the nature of crustul contamination of basaltic lavas of the British Tertiary volcanic province // Earth Planet. Sci. Lett. 1980. V. 50. P. 11-30.



УДК 551.21

В.Е.Быкасов

Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, г. Петропавловск-Камчатский e-mail: valery@bykasov.com

## Извержения 1739 и 1740 годов в районе вулкана Плоский Толбачик.

Ландшафтно-ситуационный анализ описаний событий, приводимых С. П. Крашенинниковым, показывает, что в районе вулкана Плоский Толбачик произошло два самостоятельных в январе 1739 и в декабре 1740 годов извержения. При этом мощное пароксизмальное извержение 1739 г. в центральном кратере вулкана Плоский Толбачика сопровождалось выпадением пепла на расстояниях до 50 вёрст от вершины вулкана. А двойное (Конус Красный и прорыв Звезда) извержение 1740 г. привело к выпадению пепла на расстояниях до 150 км, а также к погребению к погребению и возгоранию большого массива горной тайги в юго-юго-западной части Толбачинского дола.

Помимо этого приводятся данные о ранее неизвестных извержениях Плоского Толбачика в 1728 и 1927 годах.

Противник, вскрывающий ваши ошибки, полезнее для вас, чем друг, желающий их скрыть.

Леонардо да Винчи

Одной из насущных проблем современной вулканологии является установление по историческим хроникам и письменным показаниям очевидцев извержений далёкого прошлого. Не является исключением в этом смысле и Камчатка. Однако отсутствие письменности у коренного населения полуострова и повальная безграмотность среди русских первопроходцев практически полностью исключает из рассмотрения не только весь период исторического развития региона до появления здесь русских казаков и промышленных людей, но и первые десятки лет после начала освоения Камчатки.

Тем большую роль на этом фоне приобретают те, буквально единичные, упоминания об извержениях, которые содержатся в рапортах и письмах участников Первой и Второй Камчатских экспедиций, которые, при всей краткости содержащихся в них сообщений, дают достаточно достоверную картину происходящих событий. Другое дело, что и до сего времени многие документы той экспедиции, хранящиеся в различных архивах России и за рубежом, мало доступны (а чаще всего и просто недоступны) для тех учёных, которые не занимаются историей. И наоборот, те немногие историки, которые получают доступ к таковым материалам, проблемами вулканологии, как правило, не интересуются. Но даже в тех редких случаях, когда в открытой печати всё же появляются новые материалы, основанные на архивных источниках, полезная информация далеко не сразу попадает на глаза заинтересованных специалистов: в данном случае — вулканологов.

Ещё одной, и весьма существенной, препоной в решении указанной проблемы является излишняя поспешность в интерпретации сообщений об вулканических извержения, землетрясениях и цунами Камчатки и Курильских островов, содержащихся в таких широко известных литературных источниках, как «Описание земли Камчатки» С. П. Крашенинникова, например. И одним из наиболее показательных примеров таковой поспешности являются не совсем удачные попытки анализа данных великого русского естествоиспытателя об извержениях, происходивших в начале 1739 и в конце 1740 годах в районе вулкана Плоский Толбачик. Вот об этих извержениях и пойдёт речь далее. Впрочем, возвратимся к началу этой проблемы.

В своё время известный советский вулканолог Б. И. Пийп, анализируя данные «Описания земли Камчатки» на предмет их соответствия реальности, пришёл к выводу о том, что С. П. Крашенинников ошибся в дате, когда говорил об извержении в районе вулкана Толбачик в начале 1739 г.:

«Другой участник Великой камчатской экспедиции Г. Стеллер, говоря о «Камчатской горелой сопке», лаконически замечает, что она «извергала сильное пламя в том 1740 г., когда я прибыл сюда...» [Steller, 1774, р. 45].

Нам кажется, это извержение Стеллер неправильно относит к Ключевской сопке. В 1740 г. Крашенинников дважды (в январе, феврале и в конце декабря) посетил Нижнекамчатск и окрестности Ключевской сопки, но о какой-либо деятельности этого вулкана он не упоминает [Андреев, 1939, стр. 22, 31]. Деятельным в 1740 г. был другой вулкан, Толбачинский, выпавший пепел которого задержал Крашенинникова 19 и 20 декабря этого года у Машуры. Крашенинников описывает это извержение по сведениям, полученным тут же у жителей селения Толбачик, но в своей книге [1949, стр. 208], в отличие от отчёта (репорта) за 1740 г. [Андреев, 1939, стр. 30], ошибочно датирует извержение началом 1739 г.<sup>1</sup> [11, с. 85–86].

То есть, как можно видеть, Б. И. Пийп, поспешив встать на точку зрения видного советского историка об ошибке С. П. Крашенинникова в дате события, посчитал необходимым объединить оба Толбачинские извержения (а заодно и два Облуковинских землетрясения) в одно, отнеся его проявление к концу 1740 г. И он оказался отнюдь не единственным из тех, кто придерживался такового мнения. Например, спустя два десятка лет эту же точку зрения на события вокруг Толбачинских извержений высказал и другой известный отечественный вулканолог — И. И. Гущенко:

«1740, 12 (22) декабря, Плоский Толбачик, Камчатка. Извержение центрального кратера, эксплозивное, лавовые потоки, также извержения побочного кратера (?). За 4 дня до начала извержения отмечено очень сильное землетрясение, ощущавшееся на большей части территории Камчатки. Выпадение пепла отмечено на расстоянии до 150 км от вулкана. В 30 км от вулкана мощность отложившихся пеплов достигала 1 см. Лавовые излияния и продукты эксплозивной деятельности вызвали лесные пожары у подножия вулкана. В «Описании Земли Камчатки» С.П. Крашенинниковым (стр. 109) и в его рапорте Гмелину и Миллеру от 13 ноября 1741 г. (стр. 629–630) есть противоречие в дате начала извержения вулкана плоский Толбачик. В первом случае он называет начало 1739 г., а во втором (стр. 629-630) — 12 декабря 1740 г. Описание извержений в текстах идентично и. по-видимому, 1739 г. ошибочен. Впервые на это противоречие обратил внимание Б. И. Пийп (1956)» [3, с. 190]).

Подобное мнение озвучили и авторы монографии «Новейший и современный вулканизм...»:

«Суммируя наблюдения С. П. Крашенинникова и данные, полученные нами, можно утверждать, что 12 декабря 1740 г. началось из многих центров извержение типа Большого трещинного Толбачинского (БТТИ) 1975-1976 гг., но более скромное по масштабам. По данным [Брайцева и др., 1984] к этому времени относится прорыв Звезда на Толбачинском долу, как минимум один из шлаковых конусов в южном секторе привершинной части вулкана Плоский Толбачик (скорее всего, Конус Красный), а также, возможно, предыдущая кальдера гавайского типа на вершине вулкана Плоского Толбачика. В районе бывшего с. Машуры в 1996 г. в пойменных отложениях трёхметровой левобережной террасы р. Камчатки была обнаружена и описанная С.П. Крашенинниковым покрывшая снег 18 декабря тефра этого извержения. Её мощность здесь (115 км

по сведениям, полученным тут же у жителей се- к юго-юго-западу от вулкана Плоский Толбачик) ления Толбачик, но в своей книге [1949, стр. 208], 3–5 мм.

На вулкане Плоский Толбачик мог быть также крупный обвал или раскалённая шлаковая лавина с характерным для них пылевым облаком в первом случае и образованиями типа базисной волны (base surge) — во-втором: «облак густой» и «калёный камень», как шар, который сверху вниз катился и остался повыше подножия около одного пригорка» [9, с. 556].

Hy и, наконец, совсем недавно авторы статьи «Трещинное Толбачинское извержение в 2012–2013 гг. Первые результаты» написали: «Вдоль осевой части Толбачинского дола в узкой (3-4 км) полосе сосредоточено до 80% всех эруптивных центров в виде многочисленных трещин и цепочек шлаковых конусов, которые сформировались в течение последних 10 тысяч лет. Извержения за исторический период в этой зоне происходили в 1740, в 1941 и в 1975-1976 годах» [2, с. 562].

То есть, как можно видеть, все упомянутые исследователи считают, что, говоря об извержениях Толбачика, С. П. Крашенинников запутался в датах, а потому его представление о двух самостоятельных извержениях ошибочно. Но так ли это?

Вот что пишет по поводу извержения января 1739 г. сам С.П. Крашенинников:

«Толбачинская гора стоит в стрелке между Камчаткою рекою и Толбачиком, курится из давных же лет и сперва, как сказывают камчадалы, дым шёл из верху её, но лет за 40 перемежился, а вместо того загорелась она на гребне, которым с другою горою соединяется. В начале 1739 г. в первой раз выкинуло из того места будто шарик огненной, которым, однако весь лес по около лежащим горам выжгло. За шариком выбросило оттуда ж как бы облачко, которое час от часу распространяясь, больше на низ опускалось, и покрыло пеплом снег вёрст на 50 во все стороны. В то самое время ехал я из Верхнего Камчатского острогу в Нижней, и за оною сажею, которая поверх снегу почти на полдюйма лежала, принужден был у Машуры в остроге дожидаться нового снегу» [8, с. 173].

То есть, он не только указал дату (1739 г.) произошедшего извержения, но и сумел, пусть бы и предельно кратко, охарактеризовать основные особенности как самого финального события, так и процесса подготовки к нему. Кстати, о верности этой датировки говорит ещё одно высказывание С. П. Крашенинникова: «При объявленном возгорении (извержении Плоского Толбачика — В. Б.) ничего особливого не примечено, выключая лёгкое земли трясение, которое было и прежде того и после. Большое трясение земли чувствовали мы в(первой — В. Б.) половине декабря месяца 1738 г. едучи верхней Камчатской острог из большерецка» [8, с. 173]. Так что остаётся только более или менее достоверно проинтерпретировать изложенную информацию.

<sup>&</sup>lt;sup>1</sup>Точно так же сильное землетрясение у хребта Оглукоминского он наблюдал не в 1738 г., как пишет в книге, а в 1740 г. (8 декабря по ст. ст.)»



Рис. 1. Зарево от лавового озера в кратере конуса Набоко (август 2013 г.).

Однако прежде чем переходить к таковому анализу, приведём, ради уточнения ситуации, некоторые данные участников Первой Камчатской экспедиции. Например, мичман Пётр Чаплин, пребывая в урочище Ушки, в своём вахтенном журнале, в записи от 4-го (5-го по нашему гражданскому времени) апреля 1728 г., отметил: «Поутру мороз великой, ясно, гора горящая на Толбачике, на румб ZtO в расстоянии от строения вёрст 50» [4, с. 84]. А полутора месяцами позже, 26 (27-го по нашему времени) мая 1728 г., лейтенант А.И. Чириков в своём журнале написал: «А от сей горы (от Ключевского вулкана — В. Б.) не в дальнем растоянии обретается другая горящая гора, именуемая Толбаченская, оная настоящего года горит с явным пламенем без грому» [5, с. 265].

То есть, в апреле-мае 1728 г. на вершине вулкана Плоский Толбачик (а не на Толбачинском долу, который из Ушков не виден) происходило извержение, которое для С. П. Крашенинникова осталось неизвестным. Причём, скорее всего, извержение это было эффузивным, с образованием лавового озера в вершинном кратере, зарево от которого и отмечали наблюдатели. Добавим, для сравнения, что таковое же зарево, хотя и многим меньших размеров, возникало в отдельные пасмурные ночи над кратером порыва Набоко летом 2013 г. (рис. 1).

Что же касается события 1728 г., то, как представляется, завершилось оно образованием в центральном кратере Плоского Толбачика (как, например, в кратере вулкана Авачинский в 1991 г.) «лавовой пробки». Которая и была разрушена в 1739 г. в результате пароксизмального взрыва, сопровождавшегося выбросом пирокластического материала и излиянием части разом «вскипевшей» из-за резкого снижения давления лавы по юго-юго-западному склону вулкана Плоский Толбачик в виде, как пишет С.П. Крашенинников, «шарика огненного».

И действительно, судя по описанию С. П. Крашенинникова, в начале января 1739 г. над вершиной вулкана появился «дым», который поднимался Поскольку пребывая в Верхне-Камчатске и на пу-

не из центрального кратера, а «перемежился». То есть, надо полагать, исход «дыма» на этот раз был приурочен не к центральному кратеру, как обычно, а к трещине, образовавшейся на юго-юго-западном обрамлении палеокальдеры вулкана, в районе того самого «гребня», который в наше время, в виде узкого, пилообразного хребтика, отграничивает современную кальдеру вулкана от юго-западной части его склона.

Кстати, в связи с упоминанием об этом «гребне» нелишне будет привести свидетельство о нём другого известного камчатского натуралиста – П.Т. Новограбленова от 28 июля 1927 г.: «Большой (Плоский — В. Б.) Толбачик дымит из своей срезанной вершины, из её середины, причём кратер закрыт со стороны селения Толбачик гребнем на вершине» [10, с. 478]. И добавить, что данное описание П. Т. Новограбленова, совместно с его же упоминанием от 25 июля 1927 г. об исходе из кратера Большого (Плоского) Толбачика «голубоватого и зеленовато-жёлтого дыма» и «клубов белого пара» [10, с. 475-476], говорит о том, что в конце июля 1927 г. Плоский Толбачик либо находился в стадии активизации перед извержением, либо, наоборот, пребывал в состоянии перехода от извержения к стадии покоя. А может быть, не исключено, и в стадии слабого извержения. Однако все эти явления, как и «горение горы на Толбачике» в 1728 г., не были включены в известный каталог «Извержения вулканов мира» И.И. Гущенко. Так что список извержений вулкана Плоский Толбачик можно пополнить ещё двумя самостоятельными — 1728 и 1927 годов — событиями.

Но вернёмся к событиям 1739 г. Итак, в этом году гора сперва загорелась на «гребне». И, следовательно, можно предположить, что в вершинной части вулкана, в непосредственной близости от юго-западной кромки его палеокальдеры, образовалась трещина (серия трещин) из которой (из которых) началось выделение парогазовой смеси («дыма»). Правда, из приведённого выше описания невозможно установить ни начала выделения этого самого «дыма», ни длительности периода слабой эруптивной деятельности, предшествующей кульминационному (пароксизмальному) взрыву - событию. Однако время самого этого взрыва, с точностью до нескольких дней, вполне уверенно можно определить по данным дорожного журнала С. П. Крашенинникова.

«1738 г., декабрь. 8. Приехали в Верхний Камчатский острог...» (здесь путники пробыли до утра 2 января 1739 г. — В. Б.);

1739 г., январь. 2. Кырген (Кирганик — В. Б.) острожек. З. Машурин острог. 4. Дневали для отдыху собакам (а вовсе не по причине выпадения пепла – В. Б.). 5. Уэпотыж острожек. 6. Шепен острожек. 7. Тулуач (Толбачик) острожек. 8. Намакшин острожек» [7, с. 204].

Из которых следует, что это событие произошло в период от 1-3 января до 5-6 января 1739 г. ти к Толбачику, С.П. Крашенинников ещё ничего об извержении не знал, а приехав в Толбачинский острожек — уже ничего, кроме, разве что, выпавшего пепла, не увидел. Так что самостоятельность описываемого в основном тексте книги извержения сомнения не вызывает.

Об этой же самостоятельности говорит и характер извержения. И действительно, в данном сообщении говорится, что из-за «гребня» выкинуло «будто шарик огненной». И если соотнести это описание с современными представлениями о природе вулканических извержений, то можно говорить о том, что накопившееся после извержения 1728 г. внутреннее напряжение сперва привело к образованию серии трещин на юго-юго-западном обрамлении палеокальдеры Плоского Толбачика и к частичному растрескиванию «лавовой пробки» извержения в 1728 г. А затем и к кульминационному взрыву с окончательным раздроблением этой пробки. Что и сопровождалось образованием мощного эруптивного облака и выбросом (в виде «огненного шарика») лавы, «вскипевшей» из-за резкого снижения давления.

О том, что дело могло происходить таковым образом позволяет судить упоминание С. П. Крашенинникова об облачке, «...которое час от часу распространяясь, больше на низ опускалось и покрыло пеплом снег вёрст на 50 во все стороны». Поскольку это событие вполне уверенно можно проинтерпретировать как факт осаждения из постепенно расширяющейся эруптивной тучи пепловой составляющей.

Кстати, в некотором роде аналогом подобного хода развития событий может служить извержение вулкана Безымянный в конце июня 1985 г., наблюдаемое со стороны вулкана Овальная Зимина. Ибо тогда, при сходе рядовых пирокластических потоков, взвихривающее вверх газово-пепловое облако в считанные минуты полностью окутывало постройку вулкана и, отчасти, прилегающие окрестности (рис. 2-6). А при пароксизмальном (кульминационном) взрыве в ночь с 30 июня на 1 июля, пепел мощностью от 3-5 до 1-2 мм, выпал в районе сейсмостанции «Водопадная» на Толбачинском долу, в дельте реки Студёной и в посёлке Козыревск. Или, примерно, на таких же — около 45-50 км — расстояниях и при таких же, практически, мощностях, как и пепел вулкана Плоский Толбачик в январе 1739 г.

То есть, в свете этого извержения, а также из примеров извержений вулканов Мон-Пеле, Безымянного, Шивелуча и некоторых других, пароксизмальным взрывам которых предшествовала стадия эксплозивной активности, следует, что подобный вариант развития событий в вершинном кратере Плоского Толбачика выглядит вполне достоверным. Другое дело, что в случае с Плоским Толбачиком произошло не выжимание вязкой лавы в виде экструзии с последующим её частичным или полным разрушением, а «вскипание» жидкой лавы вследствие



**Рис. 2.** Первичный выброс пирокластики из экструзивного купола вулкана Безымянный 25 июня 1985 г.



**Рис. 3.** Начальная стадия продвижения пирокластического потока (5–8 секунд после выброса).



**Рис. 4.** Дальнейшее движение пирокластического потока в сопровождении интенсивного отделения газово-пепловой составляющей (15–18 секунд после выброса).

разрушения лавовой пробки, образовавшейся в ходе эффузивного кратерного извержения 1728 г.

Итак, возможность образования в начале января 1739 г. привершинных трещин в сопровождении слабой эксплозивной деятельности, равно как и ве-



**Рис. 5.** Максимальная стадия продвижения пирокластического потока и отделения газово-пепловой взвеси (20–25 секунд после выброса).



**Рис. 6.** Окончательное формирование газово-пепловой эруптивной тучи (полторы-две минуты после выброса).

роятность последующего кульминационного взрыва с одновременным формированием мощной газово-пепловой эруптивной тучи принципиальных возражений не вызывают. Иное дело два других выпадение пепла в Машуринском остроге и лесной пожар на Толбачинском долу — эпизода данного извержения, которые выпадают как из контекста приведённого описания, так и из общей картины происходивших в те времена событий. Настолько явно, что есть все основания говорить о том, что они попали в описание, размещённом в книге, либо по недосмотру самого С.П. Крашенинникова, включившего в это описание эпизоды из событий декабря 1740 г., либо в результате ошибки, допущенной при редактировании и/или наборе текста его книги.

И в самом деле, вот что говорится обо всём этом в «Двенадцатом рапорте И. Гмелину и Г. Миллеру».

«Декабря 18 дня приехал в Машурин острог и следующего дня во оном дневал. Около здешнего острога видна была на снегу сажа, которою выкинуло из Толбачинской горелой сопки. Декабря 20 дня поехал из Машурина острожка и приехал на Толбачик декабря 22 дня. Здесь о Толбачинской горелой сопке получил чрез жителей того острожка следующие известия.

Декабря 12 дня около полудни из означенной горелой сопки вышел облак густой, а за ним вскоре выкинуло калёный камень, как шар, которой сверху вниз по горе катился и отстоялся повыше подножия около одного пригорка. В том месте загорелся около растущий лес и учинился сильный пожар, которой бесперемежно продолжался декабря по 21 число. А из вышеописанного облака пало на землю пеплу чёрного во все стороны ста на полтораста вёрст, толщиною в сих местах около 1/4 дюйма. На другой день по учинившемся пожаре было лёгкое земли трясение один раз. При выхождении облака из сопки и прежде и после никакого шуму и грому слышно у них не было. Я ничего здесь усмотреть не мог, кроме густого дыму, которой сверху до подножья почти всю сопку окружил, а духу особливого не приметил. Пеплу из сопки выброшенного собрал я малое число и послал при сём до вашего благородия» [6, с. 629-630].

На первый взгляд, и в этом описании вроде бы говорится то же самое, что и в описании событий 1739 г. Или, по крайней мере, об одном и том же. Однако если более внимательно вчитаться в оба текста, то в них можно усмотреть и существенные различия. В том числе и в датировке обоих событий.

И в самом деле, в «Описании дороги студента Крашенинникова», о временных реперах 1740 г. сообщается:

«1740 г., декабрь. 10. Приехали в Верхней Камчатской острог. 11–16. Пробыл за разными отправлениями. 17. Поехал из Верхнего Камчатского острога. Кырганик река. 18. Машурин острожек. 19. Стояли (один день, а не два, как считал Б. И. Пийп — В. Б.) за тем, что снег весь покрыт был выкинутою из Толбачинской горелой сопки сажею. 20. Шапина река. 21. Дневали за пургой. 22. Толбачик речка. 23. Дневали для собрания известий о возгорении Толбачинской сопки. 24. Голков острожек» [7, с. 212].

То есть, как можно видеть, даты из путевого журнала полностью соответствуют числам, приводимым в «Двенадцатом рапорте...». И, следовательно, речь в данном случае действительно идёт о событиях 1740, а не 1739 г. Что и побуждает провести более подробное сравнение обоих описаний в целях обнаружения в них и других принципиальных отличий.

Итак, в январе 1739 г. «в первой раз выкинуло из того места (из-за гребня. — В. Б.) бутто шарик огненный...». А это, как было показано ранее, означает, что кульминацией извержения в 1739 г. стал пароксизмальный взрыв в вершинном кратере вулкана Плоский Толбачик, сопровождавшийся либо сходом раскалённого лавового материала, либо образованием палящей тучи. Впрочем, не исключено, как считают авторы монографии «Новейший и современный вулканизм на территории России» [9], что в этом случае произошло образование базисной волны. Ну а если вспомнить, что вплоть до извержения 1975 г. кратер Плоского Толбачика располагался напротив того края его палеокальдеры, который виден со стороны селения Толбачик в виде того самого острого гребня (см. выше), то суждение С.П. Крашенинникова о выбросе «шарика огненного» из вершинного кратера Плоского Толбачика вполне уверенно согласуется с реальной картиной извержения.

Совершенно иная ситуация сложилась в декабре 1740 г. «Декабря 12 дня около полудни из означенной горелой сопки вышел облак густой, а за ним вскоре выкинуло калёный камень, как шар, которой сверху вниз по горе катился и отстоялся повыше подножия около одного пригорка. В том месте загорелся около растущий лес и учинился сильный пожар, которой бесперемежно продолжался декабря по 21 число».

То есть, в данном случае извержение началось с образования огромной пепловой тучи («облака густого») и затем, почти сразу же, с излияния «калёного камня». И, следовательно, вопрос состоит лишь в том, к каким конкретно местам следует привязать эти два разнородных явления.

Суть дела тут заключается в том, что при взгляде снизу (от Толбачинского острожка) Плоский Толбачик и прилегающий к нему Толбачинский дол действительно кажутся единым горным сооружением («означенной горой»). Особенно, если не знать (как не знал, да и не мог знать, С. П. Крашенинников) о различном генезисе этих ландшафтных объектов. Как, кстати, не знал этого и П.Т. Новограбленов, согласно которому «кекурник», подступающий к реке Толбачик Озёрный, «... представляет собой огромную площадь лавовых потоков. Лава (вулканический шлак и базальт) излились сюда от Большого (Плоского — В. Б.) Толбачика колоссальной массой километров двадцать пять в длину и километров десять-пятнадцать в ширину» [10, с. 479].

На самом же деле длина и ширина этого «кекурника», образовавшегося при извержении прорыва Звезда (удалённого от кратера Плоского Толбачика на 22-23 км) как минимум вдвое меньше. Но при взгляде снизу, вытекающий из трещины прорыва Звезда лавовый поток действительно можно было воспринять, как это и воспринял С.П. Крашенинников, за «калёный камень как шар», исходящий, якобы, из Большого (Плоского) Толбачика. А выброс пепла из трещины, образовавшейся в месте сочленения подножия вулкана Плоский Толбачик с Толбачинским долом, за извержение всей «горелой сопки». Тем более, что пепловая туча временами полностью скрывала за собой не только будущий Конус Красный, но и саму постройку Плоского Толбачика.

То есть, говоря иначе, в декабре 1740 г., в 7-8 км от кратера Плоского Толбачика, происходило извержение и формирование Конуса Красный. И одно- Плоского Толбачика, достигла пояса древесной рас-

временно с этим в 14-16 км ниже него, из трещины прорыва Звезда истекали мощные потоки базальтовой лавы. А поскольку, повторимся, при взгляде снизу-вверх перспектива и расстояние скрадываются, то нет ничего удивительного в том, что С. П. Крашенинников и П. Т. Новограбленов, так и не побывавшие на месте происходящих событий, восприняли цепочку описываемых явлений именно так, как они их описали.

Что же касается ситуации с выпадением пепла вне территории дола то, судя по описанию из книги, в 1739 г., из Толбачинской горы, вслед за «шариком огненным», было выброшено облако, пепел из которого выпал на расстоянии в 50 вёрст во все стороны — в том числе и в сторону Машуринского острога. Однако этот острог удалён от центра извержения на 115 вёрст, и уже только поэтому пепел извержения 1739 г. достичь его просто не мог. Что, собственно, и подтверждает сам С. П. Крашенинников, когда в своём путевом дневнике он пишет (см. выше), что в январе 1739 г. он пробыл в Машуре лишний день «для отдыха собакам», а вовсе не вследствие ожидания «нового» снега.

Совершенно иная картина с выпадением пепла сложилась в декабре 1740 г., когда на протяжении 10 дней эксплозивная деятельность Конуса Красного, с интенсивностью не меньшей (судя по конечным размерам самого конуса и кратковременности его извержения), чем у каждого из трёх конусов Северного прорыва в 1975 г., сопровождалась образованием огромного эруптивного облака, пепел из которого выпадал на расстоянии до 150 вёрст. Заметим, кстати, для сравнения, что летом 1975 г. эруптивная туча Северного прорыва порой поднималась на высоту до 10-12 километров, а сама туча вытягивалась по ветру на расстояние до 800-100 километров от эруптивного центра. Так что выпадение пепла в Машуре действительно могло произойти только и только в январе 1740 г.

Не надо забывать и того что в 1739 г. выпадение пепла продолжалось, буквально, считанные часы, ибо в описании пути от 1739 г. из Верхнекамчатска к Машуре и далее до Толбачинского острожка упоминаний о газово-пепловой туче нет. Тогда как при извержении 1740 г. мощная эруптивная туча, порою полностью скрывавшая вулкан Плоский Толбачик и его подножие, просуществовала от 12 до 22 декабря. Отчего из неё и «...пало на землю пеплу чёрного во все стороны ста на полтораста вёрст, толщиною в сих местах около <sup>1</sup>/<sub>4</sub> дюйма». И, следовательно, С.П. Крашенинников действительно по ошибке или недосмотру включил упоминание о пепле, выпавшем в Машуре в декабре 1740 г., в описание, относящемуся к извержению в январе 1739 г.

Точно такая же ситуация сложилась и упоминаниями о лесном пожаре. И в самом деле, допустим, что раскалённая лавина, сошедшая с вершины тительности, что, кстати, маловероятно. Однако лес от кратера вулкана отстоит настолько далеко, что материал оконечности этой лавины остыл бы до такой степени, что возгорание деревьев вряд ли могло произойти. Но если даже возгорание растительности вдоль передней кромки лавины и случилось бы, то оно, при наличии снежного покрова, буквально тут же и прекратилось бы, ибо таковая лавина, раз остановившись, в движение больше не приходит. И, следовательно, постепенно-поступательного возгорания леса в течение многих дней быть просто не могло.

Совершенно иная картина вырисовывается из описания извержения 1740 г. Ибо в этом случае поток текучей лавы («калёного камня»), непрерывно изливаясь из трещины, образовавшейся в поясе лесной растительности ниже горы Правысокой (прорыв Звезда), постепенно сжёг и залил на своём пути значительный по площади массив горной тайги. Что и отметил С. П. Крашенинников, который по приезде в Толбачинский острожек 7 января 1739 г. в своём дорожном журнале о лесном пожаре не сказал ни слова. Тогда как, прибыв в этот же острожек 22 декабря 1740 г., он отметил, что лесной пожар «бесперемежно» продолжался от самого начала извержения до 21 декабря включительно. А такое непрерывное возгорание деревьев при снежном покрове могло произойти, как это убедительно показывает пример Толбачинского трещинного извержения 2012-2013 годов, лишь при постоянном наступлении лавового потока на лес.

И действительно, возгорание деревьев в первых числах декабря 2012 г. происходило только лишь в непосредственной (не далее, буквально, одного-полутора метров от подножия потока — рис. 7-8) близости от раскалённой до светло-жёлтого свечения лавовой массы. Причём, как только лавовый поток прекратил своё дальнейшее движение, то возгорание деревьев прекратилось настолько быстро, что переходной зоны из, в разной степени поражённой растительности, между лавой и уцелевшей растительностью практически не образовалось (рис. 9).

Так что упоминание о лесном пожаре, якобы учинившемся в январе 1739 г., также, очевидно, попало в описание извержения этого года по ошибке или недосмотру. Причём, скорее всего, оно было позаимствовано из описания, приводимого в «Двенадцатом рапорте...». И это тем более верно, что названный рапорт был написан под непосредственным впечатлением от увиденного и никогда после этого не правился. Тогда как основной текст «Описания земли Камчатки» только в ходе предварительного типографского набора четырежды подвергался редакционной правке с участием самого С.П. Крашенинникова.

Не стоит забывать и того, что к началу работы над книгой прошло более десяти лет после описываемых событий, так что С. П. Крашенинников вполне мог кое-что подзабыть, а то и попросту пере-



**Рис. 7.** Толбачинский дол: общий характер возгорания древесной растительности вдоль нижней кромки лавового потока. 2 декабря 2012 г. Фото И. Полуэктова.



**Рис. 8.** Толбачинский дол: возгорание отдельных деревьев вблизи кромки лавового потока. 2 декабря 2012 г. Фото И. Полуэктова.

путать одно с другим. Впрочем, не исключается, что эпизоды с выпадением пепла в Машуре и лесным пожаром на Толбачинском долу в «Описание земли Камчатки» могли попасть и в результате их включения в основной текст Г. Миллером. Во всяком случае, в свете многочисленных переиначиваний первичных данных С. П. Крашенинникова другими исследователями на протяжении последующих 250 лет [1, 12], это последнее предположение не лишено оснований.

В целом же, все названные накладки настолько запутывает общую картину, что лишь при отказе от них подлинные события тех далёких лет складываются в единую мозаику. Которая, как представляется, выглядит следующим образом:

- в январе 1739 г. произошло одинарное извержение в вершинном кратере Плоского Толбачика, тогда как в декабре 1740 г. имело место двойное извержение: в районе сочленения Толбачинского дола с подножием вулкана Плоский Толбачик и, одновременно, в районе горы Правысокой;



Рис. 9. Граница жизни и смерти. Фото 6 июля 2013 г.

- упоминание о «*шарике огненном*» относится к извержению начала 1739 г., тогда как в описании извержения конца 1740 г. говорится о сходе «*калёного камени*»;

- согласно описанию извержения 1739 г. пепел выпадал на расстоянии около 50 вёрст от вулкана, а в конце 1740 г. пепел выпал на расстоянии до 150 вёрст;

- возгорание леса произошло в результате излияния из прорыва Звезда мощного лавового потока в конце 1740 г.

#### Заключение

Интерпретаторы данных С. П. Крашенинникова о Толбачинских извержениях 1739 и 1740 годов в своих построениях не придали значения разнице ни в месте, ни во времени, ни в характере анализируемых извержений: одиночного эксплозивного в вершинном кратере — в начале 1739 г. и двойного эксплозивно-эффузивного, с двумя трещинными центрами — в конце 1740 г. Вследствие чего они объединили два разных извержения в одно, приписав, тем самым, С. П. Крашенинникову ошибку, которой он не совершал. И совершенно не обратив при этом внимания на те ошибки, которые он допустил на самом деле.

Что же касается самих извержений в районе вулкана Плоский Толбачик и Толбачинского дола, то они распадаются на два ряда вполне самостоятельных и по месту, и по характеру события: вершинно-кратерное эксплозивно-эруптивное извержение

самого Плоского Толбачика в начале 1739 г. и трещинное, с двумя центрами (Конус Красный и прорыв Звезда) эксплозивно-эффузивное извержение на Толбачинском долу в конце 1740 г.

#### Список литературы

- 1. Быкасов В. Е. Новая интерпретация данных Крашенинникова С. П. о землетрясении и цунами 1737 г. // Известия РГО, 2012. Том. 144. Вып. 6. С. 37–50.
- Гордеев Е. И., Муравьёв Я. Д., Самойленко С. Б., Волынец А.О., Мельников Д. В. Двигало В. Н. Трещинное Толбачинское извержение в 2012–2013 гг. Первые результаты // Доклады Академии наук, 2013, Том. 452, С. 562-566.
- Гущенко И.И. Извержения вулканов мира (каталог). М.: Наука, 1979. 476 с.
- Журнал бытности в Камчатской экспедиции мичмана Петра Чаплина. Журналы Первой Камчатской экспедиции о путешествии от Санкт-Петербурга до Камчатки открытия Берингова пролива. 1725–1730 гг. Санкт-Петербург: 2012. С. 21-189.
- Журнал лейтенанта Чирикова. Журналы Первой Камчатской экспедиции о путешествии от Санкт-Петербурга до Камчатки открытия Берингова пролива. 1725–1730 гг. Санкт-Петербург: 2012. С. 190-312.
- Крашенинников С. П. Описание земли Камчатки. С приложением рапортов, донесений и других неопубликованных материалов. Отв. редакторы: академик Берг Л. С., академик Григорьев А. А. и проф. Степанов Н. Н. М.-Л.: Главсевморпуть, 1949. 841 с.
- Крашенинников С. П. Описание дороги студента Крашенинникова. — Крашенинников С. П. в Сибири. Неопубликованные материалы. Подготовка текста и вступительная статья проф. Степанова Н. Н. М.-Л.: Наука, 1966. С. 196-224.
- Крашенинников С. П. Описание земли Камчатки. Том І. Санкт-Петербург. Наука, Петропавловск-Камчатский. «Камшат», 1994. 438 с.
- Новейший и современный вулканизм на территории России. Отв. ред. Лавёров Н.П.. М.: Наука, 2005. 604 с.
- Новограбленов П. Т. Среди гигантов (путешествие вокруг Ключевского вулкана в 1927 г.). Камчатский летописец. Выпуск 2. Петропавловск-Камчатский: Изд-во «Камчатпресс», 2012. 576 с.
- Пийп Б. И. Ключевская Сопка и её извержения в 1944–55 гг. и в прошлом // Труды лаборатории вулканологии, 1956. Вып. 11. 308 с.
- Чуян Г.Н., Быкасов В.Е. К вопросу о высоте цунами 1737 г. на острове Беринга // Вестник РАН, 2013, Том. 83, № 4, С. 307-312.



УДК 551.231

Л. П. Вергасова<sup>1</sup>, Г. А. Карпов<sup>1</sup>, С. К. Филатов<sup>2</sup>, С. В. Кривовичев<sup>2</sup>, Л. П. Аникин<sup>1</sup>, Т. М. Философова<sup>1</sup>, С. В. Москалёва<sup>1</sup>, А. П. Шаблинский<sup>2</sup>, Л. А. Горелова<sup>2</sup>, Е. С. Житова<sup>2</sup>, А. Б. Белоусов<sup>1</sup>, М. Г. Белоусова<sup>1</sup>, Д. П. Савельев<sup>1</sup> <sup>1</sup> Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН,

 Г. Петропавловск-Камчатский е-mail: vlp@kscnet.ru
 <sup>2</sup> Санкт-Петербургский Государственный университет, г. Санкт-Петербург

## Об эксгаляционной минерализации лавовых потоков Трещинного Толбачинского извержения им. 50-летия ИВиС ДВО РАН

Приведены предварительные результаты по систематизации эксгаляционной минерализации, образующейся при дегазации в ходе остывания базальтового расплава, перемещённого с глубин на поверхность на примере Трещинного Толбачинского извержении им. 50-летия ИВиС ДВО РАН (декабрь 2012 г. — август 2013 г.).

Комплексом минералогических и кристаллохимических методов получены предварительные данные к систематизации эксгаляционной минерализации лавовых потоков в период их становления, совпавший по времени с эксплозивно-эффузивной деятельностью Трещинного Толбачинского извержения им. 50-летия Института вулканологии и сейсмологии [5] (ТТИ, декабрь 2012 г.- август 2013 г.).

Интенсивное выделение газов, а также шероховатая со следами течения сложная микроструктура поверхности лавовых потоков (лавы гавайского типа пахое-хое) способствовали формированию значительных площадей (более 1 м<sup>2</sup>) тончайших минерализованных налётов (рис. 1). Инкрустации фумарольных газов на поверхности обломочных или шлаково-мелкоглыбовых лав (тип аа) были приурочены к концентрированным, хорошо коптированным выходам (например, из под глыб лав), имеющих форму полостей (рис. 2) и гнёзд изометричной, щелевидной и др. форм. Существенные скопления новообразованных минеральных фаз (мощностью до более 1 см) наблюдались на поверхностях стенок «окон» — обрушений лавоводов, в которых было видно текущую лаву.

При изучении минералов фумарол были использованы метод электронной микроскопии (SEM фирмы TESCAN «Vega3» с энергетическим спектрометром X-MAX (Oxford)), рентгенография моно — и поликристаллов (настольный порошковый дифрактометр Bruker «D2 Phaser» и дифрактометр Bruker APEX II), рентгеноспектральный анализ (микроанализатор Камебакс 244 с энергетическим спектромет-

ром Oxford MAX) в сочетании с микроскопическим изучением вещества.

Визуально наблюдались инкрустации белого цвета (преимущественно), канареечно-жёлтого, жёлтого, беловато-жёлтого, красного, красно-бурого, изумрудно-зелёного, бирюзового и, изредка, белого - с разводами интенсивного синего, что делало эти отложения заметными на тёмной поверхности изверженного материала [4]. В связи с быстрым охлаждением газов образуются, в основном, скрытокристаллические, дисперсные, тонкозернистые и в намного подчинённом количестве кристаллические минеральные фазы, со скелетными и с плохо выраженными простыми кристаллографическими формами. Под электронным микроскопом среди дисперсных и тонкозернистых новообразований обнаруживается частая встречаемость кристаллической формы индивидов (рис. 3)

В пределах «окон» намечается определённая вертикальная зональность минеральных отложений в цвете. Как показали исследования — это свидетельствует о различном составе вещества, слагающих зоны, в зависимости от расстояния от источника тепла, в данном случае, текущей лавы, то есть температуры образования. В таких местах зоны изумрудно-зелёного цвета представлены кристаллическими налётами безводных соединений сульфатов меди и оксосульфатов меди с натрием и калием [2], характерных минералов фумарол кратерной зоны раннего постэруптивного периода деятельности Второго конуса Северного прорыва Большого Трещинного Толбачинского извержения (БТТИ, Камчатка 1975–1976 гг. [1])



**Рис. 1.** Минерализованные налёты на поверхности лавовых потоков пахое-хое. Фото Г. А. Карпова;



**Рис.** 2. Концентрированный газовый выход на поверхности шлако-глыбовых лав (тип лавовых потоков аа). Фото А. В. Сокоренко



Рис. 3. Электронно-микроскопическое изображение тонкозернистых инкрустаций белого цвета. Фото Т. М. Философовой;



**Рис.** 4. *а*, б, *в*, *г* – электронно-микроскопическое изображение минералов группы самородных элементов: *a* – самородное золото, б – самородный алюминий, *в* – самородное железо, *г* – самородное олово. Фото С. В. Москалёвой и Т. М. Философовой.

**Таблица 1.** Минералы эксгаляций лавовых потоков Трещинного Толбачинского извержения им 50-летия ИВиС ДВО РАН (декабрь 2012 — август 2013 г.)

Самородные Самородный Al Самородный Au Самородный Sn Самородный Fe Самородный Cu Алмаз C
Интерметаллиды Силицид Fe
Карбиды Муассанит SiC Окислы и гидроокислы Тенорит CuO SiO <sub>2</sub> Гематит Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>
$\Phi$ ториды Ральстонит $\operatorname{Na}_{x}\operatorname{Mg}_{x}\operatorname{Al}_{2-x}(\operatorname{F},\operatorname{OH})_{6}\cdot\operatorname{H}_{2}\operatorname{OH}$
Карбонаты Кальцит СаСО <sub>3</sub> ?
Хлориды и оксохлориды Галит NaCl Сильвин KCl Пономаревит $K_4Cu_4OCl_{10}$ Эриохальцит $CuCl_2 \cdot 2H_2O$ ? Толбачит $CuCl_2$ ?

В продуктах дегазации лавовых потоков в описываемый период активной деятельности извержения обнаружено 40 минералов (табл.). Наиболее полно представлена группа сульфатов. Из катионов по частоте встречаемости преобладают натрий и калий. Наблюдается обогащение сульфатов такими микрокомпонентами как Pb, Zn, Tl. Среди сульфатов установлены также наиболее высокотемпературные новообразования. Это минералы группы афтиталитов — безводные сульфаты щелочей.

Большинство минералов, формирующихся в условиях выхода на поверхность вулканических эксгаляций, являются неустойчивыми соединениями. Одним из факторов изменения — смена окраски, что может быть связано как с вариациями вещественного состава, так и со степенью окисленности и гидратации. Тому наглядный пример пономаревит, первичный красный цвет налётов которого в лабораторных условиях в течение месяца сменился на желтовато-зелёный, предположительно в процессе гидратации. Значительная часть отложений белого с бирюзовым и бирюзового цвета представлены водными соединениями, которые являются преобразованными фазами первичного парагенезиса.

Особенностью эксгаляционной минерализации лавовых потоков ТТИ является встречаемость в период декабрь 2012 — август 2013 г. единичных зёрен широкого спектра минералов группы самородных

Хлориды Fe Сульфаты и оксосульфаты Тенардит Na<sub>2</sub>SO<sub>4</sub> Халькокианит CuSO<sub>4</sub> Ангидрит CaSO<sub>4</sub> Барит ВаSO<sub>4</sub> Меркаллит КНSO<sub>4</sub> ? Афтиталит  $(K, Na)_3Na(SO_4)_2$ Стеклит KAl(SO<sub>4</sub>)<sub>2</sub> Элдфеллит Na  $Fe^{3+}(SO_4)_2$ Лангбейнит  $K_2Mg_2(SO_4)_3$ Вантгоффит  $Na_6Mg(SO_4)_4$ Федотовит  $K_2Cu_3O(SO_4)_3$ Эвхлорин  $KNaCu_3O(SO_4)_3$ Хлоротионит  $K_2Cu(SO_4)Cl_2$ Вульфит  $K_3$ NaCu<sub>4</sub>O<sub>2</sub>(SO<sub>4</sub>)<sub>4</sub> Паравульфит  $K_5Na_3Cu_8O_4(SO_4)_8$ Гипс  $CaSO_4 \cdot 2H_2O$ Халькантит  $CuSO_4 \cdot 5H_2O$  $MgSO_4 \cdot nH_2O$ Крёнкит  $Na_2Cu(SO_4) \cdot 2H_2O$ Каинит  $KMg(SO_4)Cl \cdot 5H_2O$ Цианохроит  $K_2Cu(SO_4)_2 \cdot 6H_2O$ Органические соединения

C, O, N

элементов (рис. 4 *a*, *б*, *в*, *г*), что может быть обусловлено влиянием на раннем этапе вулканогенно-эксгаляционного минералообразования восстановленных газов эруптивного процесса.

Ассоциация элементов [3], установленная в составе талой воды снежного покрова, овеваемого струями газовых потоков, является основанием к дополнительному поиску, с целью расширения списка минералов раннего парагенезиса эксгаляционной минерализации, образующейся в ходе дегазации базальтового расплава ТТИ при остывании.

#### Список литературы

- Большое трещинное Толбачинское извержение / Под ред. С. А. Федотова. М.: Наука, 1984. С. 638.
- Вергасова Л. П., Филатов С. К. Новые минералы в продуктах фумарольной деятельности Большого трещинного Толбачинского извержения // Вулканология и сейсмология. 2012. № 5. С. 3–12.
- 3. Округин В. М. Вулканическая фантазия месяц третий // Горный вестник Камчатки. январь-февраль 2013 г. Вып. № 1(23). С. 79–92.
- Савельев Д. П. О продолжении трещинного Толбачинского извержения // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2013. Вып. 21. № 1. С. 7–8.
- Самойленко С.Б., Мельников Д.В., Магуськин М.А., Овсянников А.А. Начало нового Трещинного Толбачинского извержения в 2012 г. // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2012. Вып. 20. №2. С. 20–22.



УДК 551.21+552.3

А.О. Волынец<sup>1</sup>, М.М. Певзнер<sup>2</sup>, А.Д. Бабанский<sup>3</sup>, В.С. Родин<sup>2</sup>

<sup>1</sup> Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, г. Петропавловск-Камчатский е-mail: a.volynets@gmail.com
<sup>2</sup> Геологический институт РАН, Москва

<sup>3</sup> Институт геологии, геохимии и минералогии рудных месторождений РАН, Москва

# Геохимические характеристики неоген-четвертичных пород южной части Срединного хребта Камчатки

Изучены концентрации главных петрогенных и микроэлементов в породах южной части Срединного Хребта Камчатки: вулкана Хангар, плато и четвертичных образованиях г. Костиной (Козыревский хребет) и платообразных эффузивах г. Юртиная (верховья р. Озёрная Камчатка). Показано, что по характеру распределения микроэлементов большинство изученных пород (платоэффузивы г. Юртиная, четвертичные образования района г. Костина, андезибазальты ранних этапов вулканической деятельности в. Хангар) схожи с ранее изученными породами Срединного хребта гибридного типа с небольшой степенью обогащения источника магм высокозарядными элементами (до 10% мантии OIB-типа в источнике); позднеплейстоценовые лавы конуса Голодьяк (р-н Хангара) характеризуются более высокими степенями обогащения HFSE. Плато, развитые в районе г. Костина, имеют низкие концентрации HFSE и по геохимическим особенностям схожи с миоцен-плиоценовыми плато северной части Срединного хребта. В районе вулкана Хангар обнаружены высоко-Мg породы с повышенным Sr/Y отношением, относящиеся к наиболее ранним проявлениям вулканической активности в этом массиве.

Срединный хребет (СХ) Камчатки — крупнейшая вулкано-тектоническая структура полуострова. Входящая в его состав зона миоцен-четвертичных вулканитов начинается на Срединно-метаморфическом массиве и протягивается далее в северо-восточном направлении более чем на 800 км. В процессе проводимых нами региональных работ по изучению истории вулканизма в Срединном хребте [4] был опробован участок от вулкана Ичинского на юге до конуса Тобельцен на севере (около 500 км). Было установлено, что миоцен-плиоценовые платобазальты Срединного хребта, характеризующиеся типично островодужным распределением микроэлементов, были образованы в процессе субдукции Тихоокеанской плиты (когда CX представлял собой фронтальную часть зоны субдукции [1]) в результате высоких степеней флюид-индуцированного плавления сильно деплетированной мантии NMORB типа (степень плавления более 20%, количество флюида — 1,5-4% [7]). Четвертичные породы стратовулканов, моногенных конусов и лавовых потоков с гибридным типом распределения микроэлементов (сочетающим в себе обогащение всеми HFSE и повышенные значения отношений флюид-мобильных элементов к непереносимым во флюиде элементам) образовались в результате более низких степеней преимущественно декомпрессионного плавления (8-10%) с меньшим участием флюидного компонента (<2%) в условиях тыловой части зоны субдукции [7]. Для образования пород с гибридным типов распределения микроэлементов авторы работы [7] считают необходимым присутствие в источнике обогащённой мантии ОІВ-типа, в количестве от 14 до 55%. Ранее в работе [5] было показано, что в районе вулкана Ичинский развиты проявления четвертичного вулканизма двух геохимических типов, названных авторами островодужным (IAB) и внутриплитным (WPT); породы обоих типов несут явные признаки участия островодужного флюида и по аналогии с работой [7] могут быть отнесены к породам с гибридным типом распределения микроэлементов, образованных при участии различного количества обогащённой мантии (от 5% в породах ІАВ-типа до 35% в породах WPT-типа). Также было показано, что зональность в распределении каких-либо элементов и их отношений с юга на север по изученному профилю СХ отсутствует [7].

Самый южный участок вулканической зоны СХ до недавнего времени оставался не изученным. В последние годы нам удалось собрать представительную коллекцию разновозрастных вулканитов как во фронтальной (район г. Костиной, Козыревский хребет), так и в тыловой (вулкан Хангар) частях южной оконечности СХ. Кроме того, собрана и проанализирована коллекция миоценовых вулканитов из верховьев р. Озёрной Камчатки, г. Юртиная (рис. 1). Цель настоящей публикации заключается в сравнении геохимических характеристик пород южного участка зоны с таковыми, изученными ранее, в более северных участках СХ.



Рис. 1. Карта опробования. Цифрами обозначены: 1 — конус Тобельцен, 2 — в. Спокойный, 3 — в. Теклетунуп, 4 — Озерновский лавовый поток, плато р. Левая и Правая Озерная, 5 — Седанкинское поле моногенного вулканизма, в. Титила, 6 — в. Горного института, 7 — Двухъюрточное плато, 8 — массив Алней-Чашаконджа, 9 — Кекукнайское поле моногенного вулканизма, 10 — хребет Крюки, 11 — конуса в районе пос. Эссо, 12 — в. Ичинский, 13 — в. Ахтанг, 14 — в. Хангар, 15 — г. Юртиная, 16 — г. Костина. Белыми символами обозначены объекты, описанные в настоящей работе, черными — опубликованные в [2, 7].



**Рис. 2.** Зависимость содержания K<sub>2</sub>O и отношения Sr/Y от SiO<sub>2</sub> в породах в. Хангар, плато г. Юртиной и в породах района г. Костиной, в сравнении с ранее изученными породами СХ. Условные обозначения: 1–2 — породы в. Хангар: 1 — умеренно-магнезиальные, 2 — высоко-магнезиальные; 3 — г. Юртиная; 4 — г. Костина; 5–6 — породы в. Ичинский (по [5]): 5 — ІАВ-типа, 6 — WPT-типа; 7–8 — СХ (по [7]): 7 — четвертичные породы гибридного типа, 8 — миоцен-плиоценовые плато островодужного типа.

#### Вулкан Хангар.

Наиболее ранним проявлениям вулканической активности в пределах кальдеры Хангар соответствуют сильно разрушенные лавовые потоки, прорывающие и/или перекрывающие миоценовые интрузии, расположенные в южных частях кальдеры. В основании древней постройки стратовулкана Хангар, в русле ручья Водопадный, обнажаются Pl андезибазальты, выше дациты. В позднем плейстоцене-голоцене на вулкане Хангар преобладают вулканиты кислого состава. Юго-восточную часть кальдеры пересекает цепочка наложенных шлаковых конусов и связанных с ними лавовых потоков. Все они — по тефрохронологическим данным — образовались в доголоценовое время. Их лавовые потоки перекрыты полным голоценовым почвенно-пирокластическим чехлом и заметно обработаны ледниками. Наиболее основные породы (Ol базальт) слагают позднеплейстоценовый конус Голодьяк и связанный с ним обширный лавовый поток, вложенный в долину р. Левый Хейван.

Содержания главных петрогенных элементов и ряда микроэлементов были измерены в 52 образцах пород вулкана Хангар, моногенных конусов и интрузивных образований этого района. На вариационных диаграммах (рис. 2) фигуративные точки образуют протяжённые эволюционные тренды от базальтов до риолитов, с преобладанием кислых пород (SiO<sub>2</sub> 49,82–75,72 вес.%). По классификации K<sub>2</sub>O-SiO<sub>2</sub> все изученные породы попадают в поле умеренно-калиевых пород (рис. 2а). По классификации TAS большинство пород относится к нормальной

серии, часть пород попадает в поле щелочных пород и относится к трахиандезитам. Породы характеризуются умеренным содержанием титана, за исключением базальтов позднеплейстоценового конуса Голодьяк, в которых содержание TiO<sub>2</sub> достигает 1,53 вес.%. Интересно наличие двух выраженных трендов по магнезиальности пород. Магнезиальный номер большинства изученных пород изменяется в пределах 60-24 (при росте содержания кремнезёма от 49,6 до 75,5 вес.%, соответственно), что в целом соответствует магнезиальности изученных ранее пород СХ, как миоценовых, так и четвертичных. Наряду с этим, выделяется группа пород с повышенным магнезиальным номером (от 44,3 до 72,5 при содержании кремнезёма от 70 до 56 вес.%, соответственно). Эти породы относятся к наиболее ранним проявлениям вулканической активности в пределах кальдеры в. Хангар и представляют собой дацитовые интрузии, а также перекрывающие их сильно разрушенные лавовые потоки андезибазальтового и андезитового состава. Для этой группы пород также характерны минимальные концентрации титана, глинозёма, фосфора и относительно пониженная щелочность по сравнению с остальным массивом. Отношение Sr/Y почти во всех упомянутых образцах (кроме двух наиболее основных по составу) меняется от 70 до 47,8 в зависимости от увеличения концентрации SiO<sub>2</sub> и, таким образом, заметно превышает значения, характерные как для остальных пород вулкана Хангар, так и для всех ранее изученных пород СХ с аналогичным содержанием кремнезёма (рис. 2б).



**Рис. 3.** Распределение микроэлементов в породах вулкана Хангар в сравнении с ранее изученными породами СХ. Концентрации микроэлементов в породах нормированы на NMORB по [6].

Распределение несовместимых микроэлементов в изученных породах имеет отчётливо выраженный островодужный характер с повышенными отношениями флюид-мобильных элементов к неподвижным во флюиде (Ba/Nb, U/Nb, Th/Ta и т. д.). Поскольку процессы кристаллизационной дифференциации и фракционирования могут влиять на концентрации микроэлементов, а процессы ассимиляции изменяют также и отношения микроэлементов, для сравнения пород массива Хангар с породами других зон СХ, в дальнейшем обсуждении мы приняли решение ограничиться только породами с концентрациями кремнезёма менее 57,5 вес.%, для которых не обнаружено существенных зависимостей между концентрациями SiO<sub>2</sub> и отношениями несовместимых микроэлементов. К таким породам на Хангаре относятся только три изученных нами образца: андезибазальт наиболее ранних проявлений магматической активности в районе кальдеры с повышенной магнезиальностью (Mg# 72,5); андезибазальт основания древней постройки вулкана Хангар (Mg# 49,6) и позднеплейстоценовый базальт конуса Голодьяк (Mg# 56,4). Как видно из графиков распределения микроэлементов (рис. 3), высоко-Мg андезибазальты раннего этапа вулканической активности в пределах кальдеры и андезибазальты основания постройки в. Хангар имеют невысокие концентрации HFSE и близки по составу к породам ІАВ-типа в. Ичинский и четвертичным породам СХ с гибридным типом распределения микроэлементов с минимальной степенью обогащения, состав которых моделируется при участии <10% мантии OIB-типа в источнике. Базальты конуса Голодьяк характеризуются высокими содержаниями HFSE, одновременно с пониженными значениями отношений Ba/Nb, U/Nb, Pb/Ce и попадают в поле наиболее обогащённых пород СХ гибридного типа. Андезибазальт основания постройки вулкана Хангар по концентрациям HFSE, P3Э, Rb, Ba, Th, Pb занимает промежуточное положение между высоко-Мд андезибазальтами наиболее ранних проявлений вулканической активности в кальдере и позднеплейстоценовыми базальтами конуса Голодьяк. Пород, аналогичных по составу миоцен-плиоценовым плато СХ, в районе вулкана Хангар нами не обнаружено.

#### Верховья р. Озёрная Камчатка (г.Юртиная)

В верховьях р. Озёрная Камчатка проводилось опробование эффузивов г. Юртиной, морфологически выраженных как крупный останец плато сложенный серией лавовых потоков мегаплагиофировых андезибазальтов. По аналогии со сходными лавовыми покровами более северных частей СХ, возраст плато-эффузивов г. Юртиной должен быть миоценовым, однако на геологической карте эти лавы относятся к эоплейстоценовому возрасту [3].



**Рис. 4.** Распределение микроэлементов в породах г. Юртиная, плато и четвертичных эффузивах р-на г. Костина в сравнении с ранее изученными породами СХ. Концентрации микроэлементов в породах нормированы на NMORB [6].

Изучено семь последовательных лавовых единиц, отобранных снизу вверх по разрезу. Все изученные образцы относятся к андезибазальтам (самый верхний горизонт попадает в поле андезитов), однако при сравнительно близких концентрациях кремнезёма (54,35–56,75 вес.%) они отличаются широкими вариациями содержания щелочей: K<sub>2</sub>O 1,61–2,49 вес. %; таким образом, породы верхней части разреза лежат в поле высоко-калиевых пород и относятся к трахиандезибазальтам. Кроме того, для этих пород характерны значительные колебания магнезиального номера (от 36 до 60), а также концентраций Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>, Sr/Y отношения, не коррелирующие

с концентрациями кремнезёма (рис. 2). Андезибазальты нижней и средней части разреза имеют практически идентичные кривые распределения микроэлементов (рис. 4А), а андезит верхней части разреза отличается несколько более высокими концентрациями всех микроэлементов при более-менее постоянных межэлементных отношениях. Характер распределения микроэлементов в изученных образцах практически идентичен таковому в породах IAB-типа Ичинского вулкана. Интересно, что среди образцов плато северной части хребта также был найден образец с аналогичным характером распределения микроэлементов — это образец SR0418 плато р. Правая Озерная. В то время, как другие образцы плато р. Правая Озерная (а также всех остальных изученных нами плато северной части хребта) имеют типично-островодужный тип распределения микроэлементов и крайне низкие концентрации HFSE, образец SR0418 и плато г. Юртиная отличаются несколько повышенными концентрациями высокозарядных элементов и могут быть отнесены к породам «гибридного» типа с невысокой степенью обогащения источника (до 10% мантии OIB-типа).

#### Г. Костина, Козыревский хребет.

В районе г. Костина опробованы породы плато предположительно миоценового возраста, морфологически хорошо выраженные и вскрытые разрезами в обрывах рек. На плато расположены четвертичные постройки — моногенные конуса и лавовые потоки. Изученные породы относятся к умеренно-калиевой серии (рис. 2) и имеют сравнительно повышенную магнезиальность (Mg# до 65, при преобладающем Mg# 45-60 в ранее изученных породах CX с аналогичной кремнекислотностью). Для них также характерны пониженные концентрации фосфора (0,1-0,28 вес.% против 0,12-0,68 вес.% в других породах CX). По распределению микроэлементов породы этого района делятся на две группы (рис. 4, В и С). Породы первой группы имеют повышенные концентрации HFSE и могут быть отнесены к породам гибридного типа с небольшой степенью обогащения (до 10% мантии OIB-типа в источнике); аналогичные породы также описаны на в. Ичинский (породы ІАВ-типа) и г. Юртиная. Морфологически они представляют собой шлаковые конуса и лавовые потоки, визуально сходные с другими моногенными постройками СХ четвертичного возраста. Породы второй группы имеют низкие концентрации всех высокозарядных элементов и по характеру распределения микроэлементов близки к миоцен-плиоценовым породам плато северной части СХ. Эти породы отобраны из различных горизонтов морфологически выраженных плато, развитых в этом районе.

#### Выводы

1. Изучены концентрации главных петрогенных и микроэлементов в породах южной части Срединного Хребта Камчатки: вулканического массива Хангар, плато и четвертичных образованиях г. Костиной (Козыревский хребет) и платообразных эффузивах г. Юртиная (верховья р. Озёрная Камчатка). Изученные породы относятся к умеренно и высоко-калиевой серии и представлены рядом от базальтов до риолитов.

2. Показано, что по характеру распределения микроэлементов большинство изученных пород схожи с ранее изученными породами СХ гибридного типа с небольшой степенью обогащения источника магм высокозарядными элементами (до 10% мантии OIB-типа в источнике). Плато района г. Костина, имеют низкие концентрации HFSE и по геохимическим особенностям схожи с миоцен-плиоценовыми плато северной части Срединного хребта.

3. В кальдере Хангар обнаружены высоко-Mg породы, относящиеся к наиболее ранним проявлениям вулканической активности в этом массиве. Для высоко-Mg андезитов и дацитов характерно повышенное Sr/Y отношение, тогда как андезибазальты с Mg#  $\sim$  70 имеют умеренные значения Sr/Y.

Авторы благодарят И.Зиброва за помощь в проведении полевых работ. Работа выполнена при финансовой поддержке Программы № 4 Президиума РАН, Программы № 9 ОНЗ РАН, а также гранта РФФИ № 13–05-00 760а и гранта ДВО РАН 12-III-A-08–165.

#### Список литературы

- Авдейко Г. П., Палуева А.А., Хлебородова О.А. Геодинамические условия вулканизма и магмообразования Курило-Камчатской островодужной системы // Петрология, 2006, Том. 14, № 3. С. 249–267.
- Волынец А. О., Певзнер М. М. Состав вулканических пород северной части Срединного хребта Камчатки (результаты рентген-флюоресцентного анализа) // Вулканизм и геодинамика: материалы IV Всероссийского симпозиума по вулканологии и палеовулканологии, Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН, 2009. Том. 1, с..302–305.
- Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:200 000. Серия Хангарская. Л. N-57-XIV: (гора Вершинная) // Ком. природ. ресурсов по Камчат. обл. и Коряк. авт. окр. (Камчатприродресурс), ФГУГП «Камчат. ПСЭ»; ред. Шульдинер В.И.. М-во природ. ресурсов и экологии РФ, Федер. агентство по недропользованию. Изд. 2-е. СПб.: Кар-тогр. ф-ка ВСЕГЕИ, 2010.
- Певзнер М. М. Головин, Д.И., Герцев Д.О., Кущева Ю.В. Чурикова Т. Г., Волынец А. О., Родин В. С., Ладыгин В. М. Новые результаты К<sup>-</sup> Аг датирования миоцен-плиоценовых вулканических пород Срединного хребта Камчатки // Вулканизм и геодинамика: Материалы IV Всероссийского симпозиума по вулканологии и палеовулканологии. Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН, 2009. Том. 1. С. 445-448.
- Churikova T., Dorendorf F., Wörner G. Sources and fluids in the mantle wedge below Kamchatka, evidence from across-arc geochemical variation // Journal of Petrology, 2001. Vol. 42. № 8. P. 1567–1593.
- Sun S. S., McDonough W. F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts; implications for mantle composition and processes // Saunders, A.D., Norry, M.J. (eds), Magmatism in the ocean basins. Geological Society of London Special Publications, 1989. P. 313–345.
- Volynets A., Churikova T., Wörner G., Gordeychik B., Layer P. Mafic Late Miocene – Quaternary volcanic rocks in the Kamchatka back arc region: implications for subduction geometry and slab history at the Pacific-Aleutian junction // Contributions to mineralogy and petrology, 2010, № 159, P. 659-687; DOI: 10.1007/s00410-009-0447-9.



УДК 551.21+552.3

А. О. Волынец<sup>1</sup>, Д. В. Мельников<sup>1</sup>, А. И. Якушев<sup>2</sup>, И. Г. Грибоедова<sup>2</sup>

<sup>1</sup> Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН,

г. Петропавловск-Камчатский e-mail: a.volynets@gmail.com <sup>2</sup> Институт геологии, геохимии и минералогии рудных месторождений РАН, Москва

## Трещинное Толбачинское извержение 2012–2013 гг.: первые данные о вариациях состава пород, вкрапленников и кристаллолапиллей плагиоклаза.

Представлены первые данные о характере вариаций состава пород Трещинного Толбачинского извержения с начала и до конца извержения. Показано, что после существенного изменения состава лав в первые дни извержения, связанного с миграцией центра из прорыва Меняйлова в прорыв Набоко, в дальнейшем состав пород оставался постоянным на протяжении всех 9 месяцев. Лавы нового извержения относятся к глинозёмистым трахиандезибазальтам; содержание щелочей, титана во всех извергнутых породах и SiO<sub>2</sub> в породах прорыва Меняйлова выше, чем в изученных ранее вулканитах Толбачинского дола. Показано, что для фенокристаллов плагиоклаза характерна нормальная, обратная и пятнистая зональность, тогда как кристаллолапилли плагиоклаза демонстрируют преимущественно осцилляционную и пятнистую зональность. Приведены сведения о макро — и микроэлементном составе породообразующих минералов, интерстициальных стёкол, стекловатых включений в оливине и кристаллолапилях.

#### Введение

Толбачинский Дол (ТД) — южная часть крупнейшей на Камчатке зоны моногенного вулканизма, пересекающей Ключевскую группу вулканов – активно формировался в голоценовое время. Последние 10 тыс. л. н. здесь изливались глинозёмистые субщелочные базальты и андезибазальты, а начиная с 2 тыс. л.н. появились также высокомагнезиальные базальты умеренной щёлочности [1]. Последний эпизод активизации Дола зафиксирован в 1975–1976 гг. Это извержение известно под названием Большого Трещинного Толбачинского извержения (БТТИ) и хорошо изучено [1, 2]. Объём извергнутых продуктов составил 2,2 км<sup>3</sup>, площадь лавовых потоков — 45 км<sup>2</sup>. Извержение началось с поступления на поверхность высокомагнезиальных базальтов в Северном прорыве. В момент окончания работы Северного прорыва состав пород сменился на промежуточный, а в Южном прорыве извергались глинозёмистые базальты. Спустя 36 лет после окончания этого извержения началась новая активизация ТД, ознаменовавшаяся очередным трещинным извержением, продолжавшимся 9 месяцев и получившим название «Трещинное Толбачинское извержение имени 50летия ИВиС» (ТТИ-50). В настоящей работе приводятся первые данные о характере изменения состава пород в процессе извержения, составе стекла основной массы и расплавных включений, составе

и характере зональности вкрапленников, микролитов и кристаллолапиллей плагиоклаза.

## Петрологические и геохимические особенности пород извержения.

Извержение началось с раскрытия трещины и фонтанирования лавы в прорыве Меняйлова, который функционировал в течение трёх дней, после чего центр извержения сместился и был сосредоточен в прорыве Набоко вплоть до затухания вулканической активности в начале сентября 2013 г. Породы, извергнутые в первые три дня извержения, представлены глиноземистыми трахиандезибазальтами с содержаниями кремнезёма до 55,35 вес. %и K<sub>2</sub>O до 2,67 вес. % (рис. 1), и таким образом, являются самыми кислыми и щелочными из всех изученных в ТД вулканитов (по SiO<sub>2</sub> – не считая продуктов деятельности стратовулкана). Макроскопически это субафировые чёрные достаточно плотные лавы с редкими фенокристаллами плагиоклаза и субфенокристаллами плагиоклаза, оливина и пироксена. В начале декабря, когда центр извержения сместился в прорыв Набоко, начали извергаться породы более основного состава: содержание SiO<sub>2</sub> упало практически на 2% и оставалось на этом уровне до конца извержения; при этом выросли значения MgO, TiO<sub>2</sub>, Mg# и уменьшились — K<sub>2</sub>O, Na<sub>2</sub>O и отношение K<sub>2</sub>O/MgO (рис. 2). Первые порции лав прорыва Набоко от 2-7 декабря по Mg#, содержанию SiO<sub>2</sub>, MgO и щелочей, отношению K<sub>2</sub>O/MgO

3.0

2.5

1.5

1.0

0.5

50

1

52

2 

K,O, Bec.% 2.0



°0

52

ооо андезибазальты

56

9

54

8

SiO<sub>2</sub>, Bec.%

Рис. 1. Классификационные диаграммы K2O-SiO2 и ТАS для пород ТТИ-50 в сравнении с породами ТД, стратовулканов Плоский и Острый Толбачики, Плоских сопок. Условные обозначения: прорывы ТТИ-50: 1 -Меняйлова, 2 — Набоко; прорывы БТТИ [1, 2, 10, 12]: 3 — Южный, 4 — Северный; 5 — в. Плоский и Острый Толбачики [4, 12]; породы ТД [1, 2, 10, 12]: 6 — Мд-базальты, 7 — Аl-базальты и андезибазальты; породы массива Плоские сопки [5, 6]: 8 — моногенная зона (шлаковые конуса и кальдеры), 9 — в. Крестовский и Ушковский. Дискриминационные линии по [8].

50

7

могут рассматриваться как промежуточные между лавами прорыва Меняйлова и более поздними лавами прорыва Набоко, вплоть до его окончания (последние пробы были взяты из активного кратера 29 августа 2013 г.) (рис. 2). Состав продуктов извержения оставался практически неизменным на протяжении всего оставшегося периода извержения.

0

SiO<sub>2</sub>, Bec.%

3 ٠ 4 низко-К

58

5

0 6

Графики распределения микроэлементов и РЗЭ в андезибазальтах ТТИ-50 обнаруживают весьма незначительные отличия пород прорывов Меняйлова и Набоко (рис. 3). Все вулканиты имеют типично-островодужный облик, что выражается в повышенных содержаниях флюид-мобильных элементах по отношению к неподвижным во флюиде. Породы прорыва Меняйлова имеют несколько более высокие концентрации всех РЗЭ, чем породы прорыва Набоко при постоянных меж-элементных отношениях. Они располагаются суб-параллельно к графикам распределения микроэлементов в лавах Южного прорыва БТТИ, что позволяет предположить генетическое родство родоначальных магм этих прорывов. Также похожие спектры распределения несовместимых микроэлементов найдены в нескольких образцах трахиандезитов массива Плоские Сопки (рис. 3). Породы ТТИ-50, наряду с высокими содержаниями титана и щелочей, отличаются ростом содержания Y, Zr, Rb (рис. 4), и в меньшей степени, Ва. При этом межэлементные отношения относительно постоянны и значимых корреляций не образуют.

#### Минеральный состав пород ТТИ-50. Плагиоклазы и зональность в них

Выполнено 32 анализа субфенокристаллов Ol, 16 — Рх, 12 — рудного минерала, 60 анализов интерстициального стекла и природно-закалённых включений в плагиоклазе и оливине, и более 700 анализов плагиоклаза (суб- и фенокристаллов, микролитов, кристаллолапиллей). Все проанализированные оливины имеют достаточно железистый состав, и представлены Fo64-80 в лавах прорыва Меняйлова и Fo68-75 в лавах прорыва Набоко. Для оливинов весьма характерны скелетные кристаллы, наличие которых говорит о быстром охлаждении расплава. Пироксены представлены авгитами и салитами, более богатыми Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> и TiO<sub>2</sub>, чем пироксены БТТИ [1]. Детальное геохимическое изучение плагиоклаза проводилось в двух образцах лав прорыва Набоко (извергнутых в феврале (обр. ТО-19) и августе (обр. TOLB1317)) и в пяти образцах кристаллолапиллей два из которых были выброшены на поверхность в декабре 2012 г., а три — в 2013 г., когда уже был сформирован новый конус. Фено – и субфенокристаллы плагиоклаза в изученных породах представлены лабрадором и битовнитом двух генераций: 1) — в различной степени резорбированные, как правило, достаточно крупные (до нескольких мм по удлинению) кристаллы, с большим количеством включений стекла и разъеденными краями и 2) нерезорбированные зёрна с ровными контурами, обычно небольшого размера. Для исследованных вкрапленников отмечена нормальная и обратная зональность (рис. 5, I и II), а также участки с пятнистой зональностью, в которых замерены максимальные содержания анортита (до An83, при разбросе составов An54-82). Микролиты, как правило, не зональны. Кристаллолапилли плагиоклаза характеризуются осцилляционной зональностью, с вариациями анортита в пределах An57-63 (рис. 5, III и IV). Формирование такого вида зональности

3.5

3.0

андезиты

58

	SiO <sub>2</sub> , Bec.%		Mg	MgO, вес.%			K <sub>2</sub> O/MgO		
c I	- 50	- 52 - 53	- 54 - 55 - 56	3.4	.3.9	4.4	- 4.9 - 0.52	- 0.62	- 0.72
27.11 -	-	нCO			H		(		
07.12 -	1	юн Юн	брь	F			°α	C	
17.12 -	1	ю	Ţека		<u> </u>				
27.12 -	Ь	'HOH H	~						
06.01 -							-		
16.01 -	-	₩ <b>O</b> Ħ	варь		⊩0	<del></del> H	0		
26.01 -		霰	Ян		- <b>₽</b> 58	ĮĮĮ	8		
05.02 -	-				ц Ц	00 <b></b> 1	© ⊘	0	
15.02 -			рали	Γ <del>-</del> C			8	Ø	
25.02 -			Фев		ноон		8.		
07.03 -		HOH HQH			r=Q		ର୍ଚ୍ଚ		
17.03 -		101	арт			-			
27.03 -		юн ЮН	M		ц Ц	-	0		
27.03 -		撥			⊢o=		ക്രം		
06.04 -		юн	qIIC		ľ	́Ѓ	0		
16.04 -		ю	Anpe		нс	H	0		
26.04 -		ЮЧ	ł		Ю		0		
06.05 -	1		, <del>1</del>						
16.05 -	1		Mař						
26.05 -		юн нСн			Г	л н	0		
05.06 -									
15.06 -			ЮНЬ						
25.06 -			И						
05.07 -									
15.07 -		ылы	ЮЛЬ	 -	-0	<u> </u>		)	
25.07 -	ю	7 <b>40</b> 41 H	И	ю	<del>کل</del> ار ا	0		0	
04.08 -									
14.08 -		-	ycT		<i>م</i>	<b>)</b>			
24.08 -		FCH	Abr		μ= <u>(</u>	יו—י			
02.00 -		ю			<b>⊢</b> c	<u>н</u>	Ø		

**Рис. 2.** Изменение состава пород ТТИ-50 в процессе извержения, по вертикальной оси отложено время. Чёрные символы — породы прорыва Меняйлова, белые — породы прорыва Набоко. Горизонтальные линии — планки погрешностей измерения.

связывается с диффузионным контролем роста плагиоклаза при крайне низких скоростях роста [14]. Краевые части зёрен лапиллей насыщены включениями и заливами стекла (рис. 5, III и IV), отмечены структуры туннельного растворения (рис. 5, III); встречаются твердофазные вростки оливина, пироксена, плагиоклаза, магнетита; для зон резорбции характерно наличие участков с пятнистой зональностью, окружающих стекловатые включения, причём именно к таким зонам приурочены максимальные измеренные значения анортита, до An74. Отмечены



Рис. 3. Распределение РЗЭ и микроэлементов в породах ТТИ-50. 1, 2 — прорывы ТТИ-50: 1 — Меняйлова, 2 — Набоко; 3, 4 — прорывы БТТИ [10]: 3 — Южный, 4 — Северный; 5 высоко-К породы вулканического массива Плоских Сопок [5, 6]. Концентрации элементов в NMORB [15].

также участки с прямой зональностью на краю кристаллолапиллей, с вариациями состава An71-64. Наличие краевых зон с содержаниями анортита, существенно превышающими средние значения в осцилляционно-зональных участках может быть связано с несколькими причинами: 1) контакте лапиллей с более основными расплавами, чем те, из которых они кристаллизовались; 2) разогреве системы (например, путём ретроградного вскипания перед извержением); 3) влиянием воды на состав кристаллизующегося плагиоклаза. Проанализированные стекла из зон резорбции, равно как и краевые стекла, окружающие кристаллолапилли, имеют концентрации кремнезёма и магния, сходные с таковыми в породах извержения (52,4 – 56,2 вес. % и 2,97 – 4,43 вес. %, соответственно) при более высоких  $K_2O$ ,  $TiO_2$ ,  $P_2O_5$  и меньших концентрациях глинозёма; таким образом, повышение содержания анортитовой молекулы вряд ли было связано с инъекцией основных магм.

Нами были проанализированы концентрации микроэлементов в плагиоклазах (Fe, Mg, Ti, Sr, Ва). Для кристаллолапиллей отмечено отсутствие корреляций между содержаниями микроэлементов и анортитовой компонентой. Это может быть связано с относительным постоянством химического состава расплава, из которого кристаллизовались лапилли. В фенокристаллах наблюдаются отрицательные корреляции Fe, Mg и Ti с анортитом. Подобные явления были описаны ранее в высококальциевых (An > 80) плагиоклазах четвертичных вулканических пород Камчатки [3] и вулкана Кизимен (с An > 75) [7]; также отрицательные корреляции  $K_{Mg}, K_{Fe}, K_{Ti}$  и An отмечены в работе [9] для An40-80. В работе [7] подобные корреляции An-Mg связываются авторами с тремя возможными



Рис. 4. Корреляции содержания микроэлементов (Y, Zr, Rb) с концентрациями TiO<sub>2</sub>. Условные обозначения: прорывы ТТИ-50: 1 — Меняйлова, 2 — Набоко; прорывы БТТИ [10, 12]: 3 — Южный, 4 — Северный; породы ТД [10, 12]: 5 — Мg-базальты, 6 — Аl-базальты и андезибазальты; полем показаны составы пород массива Плоские сопки [5, 6].

причинами: 1) пополнением очага горячими высоко-Мg расплавами с накоплением Mg, 2) кристаллизацией плагиоклаза как первой и единственной фазы, и 3) нелинейным поведением коэффициента распределения Kd<sub>Mg</sub> в системе расплав-плагиоклаз. Для железа отмечается также сильная зависимость от фугитивности кислорода [11]. В целом, отмеченное явление требует дополнительного изучения.

В образцах лавы TOLB1317 и TO-19 сделано несколько анализов интерстициальных стёкол (в других изучаемых образцах стекла оказались раскристаллизованы), стекловатых расплавных включений в оливине и заливов стекла внутри скелетных кристаллов оливина. Стекла основной массы характеризуются более кислым, по сравнению с породой, составом (до 56 вес.%) и обладают существенно меньшей магнезиальностью, тогда как стекла расплавных включений в оливине (так же, как и краевые стекла лапиллей) в этом смысле идентичны породам. Концентрации титана, калия, фосфора, кальция в интерстициальных стеклах существенно выше, чем в породах, а глинозёма и натрия, напротив — меньше.

#### Выводы

1. Лавы нового извержения относятся к глинозёмистым трахиандезибазальтам; содержание щелочей, титана во всех извергнутых породах и SiO<sub>2</sub> в породах прорыва Меняйлова выше, чем в изученных ранее вулканитах Толбачинского дола. После существенного изменения состава лав в первые дни извержения, связанного с миграцией центра из прорыва Меняйлова в прорыв Набоко, в дальнейшем состав пород оставался постоянным на протяжении всех 9 месяцев.

2. Графики распределения микроэлементов в породах ТТИ-50 имеют островодужные характеристики с повышенными значениями отношений флюид-мобильных элементов к элементам, непереносимым во флюиде, и располагаются суб-параллельно к кривым распределения микроэлементов в Южном прорыве БТТИ, что позволяет предположить генетическое родство магм этих извержений.

3. Для фенокристаллов плагиоклаза характерна нормальная, обратная и пятнистая зональность, тогда как кристаллолапилли плагиоклаза демонстрируют преимущественно осцилляционную и пятнистую зональность. Фенокристаллы плагиоклаза представлены An54-82, состав кристаллолапиллей отвечает An57-63. Максимальные значения анортита (An82,3 во вкрапленниках и An74 в лапиллях) измерены в участках с пятнистой зональностью. В фенокристаллах наблюдаются отрицательные корреляции концентраций Fe, Mg и Ti с анортитом.

Авторы благодарят Белоусова А., Белоусову М., Муравьева Я., Абакдырова И., Савельева Д., Сокоренко А., Горбач Н., Малик Н. за помощь в сборе образцов, Родина В. за помощь в пробоподготовке. Работа выполнена при поддержке Программы № 9 ОНЗ РАН и грантов РФФИ № 12-05-00760, ДВО РАН 12-Ш-А-08-165.

#### Список литературы

- Большое трещинное Толбачинское извержение (1975–1976 гг. Камчатка) // Под ред. Федотова С. А., Флерова Г. Б., Чиркова А. М. – М.: Наука, 1984. 637 с.
- Волынец О. Н., Флёров Г. Б., Андреев В. Н. и др. Петрохимия, геохимия и вопросы генезиса пород Большого трещинного Толбачинского извержения 1975–1976 гг. // ДАН СССР. 1978. Том. 238. № 4. С. 940–943.
- Волынец О. Н., Пополитов Э. И., Флёров Г. Б., Кирсанов И. Т. Состав и геохимические особенности плагиоклазов четвертичных вулканических пород Камчатки и Курильских островов // Геохимия, 1977. № 5. С. 736-747.



**Рис. 5.** Изображения в отражённых электронах (слева) и микрозондовые профили (справа) состава вкрапленников плагиоклаза из андезибазальтов прорыва Набоко (I и II, направление профилей показано пронумерованными точками) и кристаллолапиллей плагиоклаза (III — декабрь 2013 г., IV — 2014 г., направление профилей показано белыми линиями).

- 4. Ермаков В. А., Важеевская А.А. Вулканы Острый и Плоский Толбачик // Бюллетень вулканологических станций АН СССР. 1973. № 49. С. 36–43.
- Чурикова Т.Г., Соколов С.Ю. Магматическая эволюция вулкана Плоские Сопки, Камчатка (анализ изотопной геохимии стронция) // Геохимия. 1993. № 10. С. 1439–1448.
- Чурикова Т. Г. Геохимия и моделирование магматического процесса вулканов Ключевской группы // Дис. к.г.-м.н. — М.: МГУ. 1993. 155 с.
- Чурикова Т.Г., Иванов Б.В., Айкельбергер Дж., Вёрнер 12. Г., Броун Б., Избеков П. Зональность по макро – и микроэлементам в плагиоклазе вулкана Кизимен (Камчатка) применительно к процессам в магматическом очаге // Вулканология и сейсмология, 2013, №2, С. 27-47.
- A classification of the igneous rocks and glossary of terms. Recommendations of the International Union of Geological Sciences on the systematics of igneous rocks // Le R. W. Maitre (ed). Oxford: Blackwell Scientific Publications, 1989. 193 p.
- 9. Bindeman I. N., Davis A. M., Drake M. J. Ion 15. microprobe study of plagioclase-basalt partition experiments at natural concentration level of trace

elements // Geochemica et Cosmochimica Acta, 1998, Vol. 62,  $N_{2}$ 7, P. 1175–1193.

- Churikova T., Dorendorf F., Woerner G. Sources and fluids in the mantle wedge below Kamchatka, evidence from across-arc geochemical variation // Journal of Petrology. 2001. Vol. 42. P. 1567–1593.
- Ginibre C., Woerner G., Kronz A. Minor and traceelement zoning in plagioclase: implications for magma chamber processes at Parinacota volcano, northern Chile // Contributions to Mineralogy and Petrology, 2002. № 143. P. 300–315.
- Portnyagin M., Bindeman I., Hoernle K. et al. Volcanism and Subduction: The Kamchatka Region. Washington D. C.: AGU, 2007. Vol. 172. P. 203–244.
- Ruprecht P., Woerner G. Variable regimes in magma systems documented in plagioclase zoning patterns: El Misti stratovolcano and Andahua monogenetic cones // Journal of volcanology and geothermal research, 2007, № 165, P. 142–162.
- Sibley D.F., Vogel T.A., Walker B.M., Byerly G. The origin of oscillatory zoning in plagioclase: a diffusion and growth controlled model // American Journal of Science, 1976. № 276. P. 275–284.
- Sun S. S., McDonough W.F. // Geological Society of London Special Publications. 1989. V. 42. P. 313–345.



УДК 551.21.

О. А. Гирина, А. Г. Маневич, Д. В. Мельников, А. А. Нуждаев, Ю. В. Демянчук

> Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, г. Петропавловск-Камчатский e-mail: girina@kscnet.ru

## Активность вулканов Камчатки в 2013 г.

В 2013 г. в состоянии извержения находились шесть вулканов Камчатки (Шивелуч, Ключевской, Толбачик, Кизимен, Карымский, Жупановский). Кроме этого, эксплозивное событие произошло на вулкане Мутновский, наблюдалась повышенная фумарольная активность вулканов Авачинский, Безымянный, Горелый и Мутновский.

#### Введение

На Камчатке находится 30 действующих вулканов, представляющих потенциальную опасность для населения полуострова и авиации [1–2].

Комплексный мониторинг активных вулканов Камчатки проводится Камчатской группой реагирования на вулканические извержения (KVERT -Kamchatkan Volcanic Eruptions Response Team) с 1993 г. [1-2]. В 2013 г. осуществлялись комплексные наблюдения за состоянием вулканов: сотрудники группы KVERT ежедневно семь дней в неделю (в выходные и праздники) анализировали сейсмические (с сайта Камчатского филиала геофизической службы (КФ ГС) РАН<sup>1</sup>), видео и визуальные и спутниковые данные. Видеокамеры, установленные на Камчатской вулканологической станции им. Ф. Ю. Левинсона-Лессинга Института вулканологии и сейсмологии (ИВиС) ДВО РАН и сейсмической станции КФ ГС РАН в п. Ключи, а также в ИВиС ДВО РАН (г. Петропавловск-Камчатский), позволяют проводить непрерывный видео-визуальный мониторинг вулканов Северной группы Камчатки (Шивелуч, Ключевской, Безымянный, Толбачик) и южных (Авачинский, Корякский, Горелый и Мутновский) близко к реальному времени. Кроме этого, проводятся фотонаблюдения за активностью вулканов с вулканостанции и из института, а также во время полевых работ непосредственно со склонов вулканов. В течение 2013 г. осуществлялся спутниковый мониторинг вулканов Камчатки с помощью анализа снимков со спутников NOAA, MTSAT, TERRA и AQUA, ASTER и др. Спутниковые снимки NOAA (AVHRR) обрабатывались сотрудниками группы KVERT по мере их поступления для оценки состояния вулканов, выявления термальных аномалий, пепловых выбросов, пепловых и парогазовых шлейфов в их районах.

В 2013 г. в состоянии высокой эруптивной активности находились шесть вулканов Камчатки (Шивелуч, Ключевской, Толбачик, Кизимен, Карымский,

<sup>1</sup>www.emsd.ru

Жупановский): продолжали извергаться вулканы Шивелуч, Кизимен и Карымский; произошло два извержения вулкана Ключевской; продолжалось излияние лавы в районе Трещинного Толбачинского извержения им. 50-летия ИВиС ДВО РАН; впервые с 1956–1957 гг. извергся вулкан Жупановский. Кроме этого, эксплозивное событие произошло на вулкане Мутновский; в состоянии повышенной фумарольной активности находились вулканы Авачинский, Безымянный, Горелый и Мутновский.

Оперативные сообщения для авиационных служб (VONA — Volcano Observatory Notification for Aviation) об изменениях в деятельности и опасности активных вулканов для авиации (о зарегистрированных пепловых выбросах и пепловых шлейфах, об оперативных прогнозах сильных извержений вулканов) размещались на сайте ИВиС ДВО РАН в разделе KVERT:<sup>2</sup> Кроме этого, ежедневно и еженедельно там же публиковалась информация о состоянии активных вулканов и прогнозе их работы на предстоящую неделю. Время событий в работе указывается по Гринвичу — UTC (universal standard time), (местное время = UTC +12 ч).

#### Активность вулканов в 2013 г.

**Вулкан Шивелуч.** (56° 39′ с.ш., 161° 21′ в.д., 3283 м, высота активного лавового купола ~2500 м) — самый северный и один из наиболее активных вулканов Камчатки. Очередной цикл его эруптивной активности, начавшийся в 1980 г., продолжается в настоящее время.

В течение почти всего года Авиационный цветовой код вулкана Шивелуч был Оранжевый, изредка — Красный<sup>3</sup>; еженедельно KVERT публиковал прогноз опасности вулкана для авиации: «Экструзивно-эксплозивно-эффузивное извержение вулкана продолжается — происходит рост лавового купола. В любое время возможны пепловые выбросы выше 10 км над уровнем моря (н. у. м.). Аэрозольные

<sup>&</sup>lt;sup>2</sup>http://www.kscnet.ru/ivs/kvert/.

<sup>&</sup>lt;sup>3</sup>http://www.kscnet.ru/ivs/kvert/van/index.php?type = 1


**Рис. 1.** Изменение температуры и размера термальных аномалий в районах вулканов: Шивелуч (а); Ключевской (б); Безымянный (в); Толбачик (г); Кизимен (д); Карымский (е); Горелый (ж) в 2013 г. (обработка данных со спутников NOAA (AVHRR) выполнена учёными из KVERT).

и пепловые шлейфы могут представлять опасность для полётов по международным и местным авиалиниям». Этот прогноз оправдывался — в тёмное время суток над лавовым куполом визуально отмечалось свечение, на спутниковых снимках в районе купола постоянно отмечалась большая термальная аномалия (рис. 1а), что указывало на почти непрерывное выжимание магматического вещества на поверхность земли. В течение 2013 г. произошло пять сильных эксплозивных событий, при которых пепловая колонна поднималась до 8-12 км н. у. м. (26 июня, 26 июля, 18 октября, 3 декабря и 28 декабря) и пепловые шлейфы протягивались на сотни километров от вулкана. Кроме этого, с боковых частей выжимающейся в северо-западной части купола новой экструзии достаточно часто происходили обрушения раскалённых лавин, пепел от которых поднимался до 6км н. у.м. и пепловые шлейфы распространялись на десятки километров от вулкана.

В начале года активность вулкана была умеренной, изредка отмечались раскалённые лавины. Первая сильная единичная эксплозия была зарегистрирована по сейсмическим и визуальным данным 4 марта — пепел был поднят до 7 км н. у. м. Вероятно, эксплозивное событие привело к растрескиванию и смещению блоков лавы на поверхности лавового купола, и 6 марта произошло мощное обрушение лавовых блоков на юго-западном склоне новой экструзии и образование, в связи с этим, раскалённых лавин, пепел от которых поднялся до 5 км н. у. м. и пепловое облако протянулось до 200 км на юго-восток от вулкана.

Сильные эксплозивные события происходили в 19:10-20:00 UTC 26 июня. По сейсмическим данным, пепел поднимался до 10-12км н. у.м., амплитуда спазматического вулканического дрожания 25-26 июня составляла 0,34–0,36 мкм/с (примерно в 2 раза выше средней величины дрожания, регистрировавшегося в июне). По спутниковым данным, пепловый шлейф протягивался на юго-юго-запад от вулкана. В пп. Ключи и Лазо прошли пеплопады, мощность выпавшего пепла в п. Ключи была 0,2-0,5 см, объём пепла —  $533 \, \text{г/m}^2$ . Вследствие сильных эруптивных событий, 26 июня с 21:13 до 21:50 UTC Авиационный цветовой код вулкана был Красный. 27 июня в 17:06 и 22:01 UTC были отмечены две эксплозии, поднимавшие пепел до 7 и 6 км н. у. м., соответственно. В результате эксплозивных событий 26-27 июня канал для поступления свежего магматического вещества на поверхность земли был очищен, и высота лавового купола вулкана к началу июля значительно увеличилась (рис. 2).

Следующее мощное эксплозивное событие произошло 26 июля в 10:55 UTC — пепловый выброс до 10 км н. у.м. сопровождался формированием пирокластического потока, который прошёл по долине р. Байдарная около 5 км. В пепловой туче наблюдались разряды молний. Амплитуда вулканического дрожания 25 и 26 июля составляла, со-



**Рис. 2.** Вулкан Шивелуч: новый лавовый купол в северо-западной части эксплозивного кратера 1964 г. по состоянию на 1 июля 2013 г., фото Ю. Демянчука.

ответственно, 1,5 и 1,23 мкм/с. По спутниковым данным, 26 июля пепловый шлейф распространялся на 520 км на юго-восток от вулкана. В районе лавового купола постоянно регистрировалась термальная аномалия, после 26 июля аномалия отмечалась также и в районе свежих отложений пирокластического потока. Активность вулкана продолжалась: 29 июля в 60 км на юго-восток от вулкана наблюдалось пепловое облако размером 15х7 км, 10 августа в 120 км на восток от вулкана — пепловое облако размером 30х40 км. После 16 августа и вплоть до 25 октября вулканическое дрожание в районе вулкана не регистрировалось, не считая эпизодов 19 и 21 сентября и 6 октября<sup>4</sup>.

18 октября вновь наблюдалась мощная эксплозивная активность вулкана: 22 эксплозии поднимали пепел до 7–10 км н. у. м., на юго-западном склоне вулкана были сформированы отложения пирокластического потока; по спутниковым данным, пепловые шлейфы протягивались до 200 км на юго-восток от вулкана. Постоянно в районе лавового купола и отложений пирокластического потока наблюдались термальные аномалии. В ноябре эксплозивная активность вулкана продолжалась, почти ежедневно отмечались обрушения раскалённых лавин, время от времени происходили выбросы ювенильного материала до 7 км н. у. м., 6 ноября пепловые шлейфы протягивались до 290 км на юго-восток от вулкана, 8 ноября — до 80 км на восток от вулкана.

Сильное эксплозивное событие началось в 01:25 UTC 3 декабря: пепловая колонна и пепел, поднимавшийся с тел мощных пирокластических потоков, распространявшихся по юго-западным и северо-западным склонам вулкана, поднимались до 8–9 км н. у. м.; плотная пепловая туча распространялась на 406 км на северо-северо-запад от вулкана — в п. Ивашка был отмечен слабый пеплопад (рис. 3). Длина отложений пирокластических потоков на юго-западном склоне вулкана (в долине р. Байдарная) составила 12 км. 17–18 декабря пепловые облака и шлейфы поднимались над телами раскалённых

<sup>&</sup>lt;sup>4</sup>http://www.emsd.ru



Рис. 3. Вулкан Шивелуч: эксплозивное событие 3 декабря 2013 г., фото Ю. Демянчука (а); пепловый шлейф 3 декабря 2013 г. в 03:51 UTC на спутниковом снимке NOAA 18, обработка О. Гириной (б).

лавин до 5–6 км н. у.м. и распространялись до 170 км на северо-запад и восток от вулкана. 28 декабря эксплозии подняли пепел до 7–8 км н. у.м., пепловый шлейф протянулся на запад от вулкана.

Экструзивно-эксплозивно-эффузивное извержение вулкана продолжается — новый экструзивный блок выжимается в северо-западной части лавового купола, умеренной силы эксплозии, раскалённые лавины, сильная и умеренная парогазовая деятельность, свечение лавы и раскалённых лавин ночью сопровождают этот процесс.

**Вулкан Ключевской.** (56° 03' с. ш., 160° 39' в. д., 4750 м) — самый высокий действующий вулкан Евразии и один из наиболее продуктивных вулканов мира.

С 1 сентября 2012 г. по 10 января 2013 г. продолжалось стромболианское извержение вулкана начиная с 1 сентября в районе его кратера отмечалась слабая термальная аномалия, после 14 октября её размер и интенсивность увеличились (рис. 16). С 14 октября 2012 г. до 7 января 2013 г. в тёмное время суток над кратером вулкана непрерывно отмечалось яркое свечение, что означало фонтанирование жидкой лавы в его кратере. Пепловые шлейфы в районе вулкана на спутниковых снимках не наблюдались. Авиационный цветовой код вулкана во время извержения был Жёлтый. С 7 до 19 января в районе вулкана была пасмурная погода; после её улучшения, начиная с 20 января, свечения над его кратером больше не наблюдалось, то есть извержение закончилось.

В период с 20 января по 14 августа 2013 г. вулкан Ключевской находился в состоянии относительного покоя, поэтому Авиационный цветовой код вулкана был Зелёный. Сейсмичность вулкана в этот период имела неоднородный характер: основная активность была сосредоточена на глубине около 30–40 км, иногда проявлялись и поверхностные вулканические землетрясения<sup>5</sup>.

С 15 августа до 15 декабря 2013 г. происходило сильное извержение Ключевского — кроме мощной стромболианской и вулканской деятельности вершинного кратера (пепловые тучи поднимались до 12 км н. у. м., пять лавовых потоков стекали по склонам вулкана), на перевале между вулканами Ключевской и Камень произошёл боковой прорыв. Описание этого извержения дано в отдельной работе (в этом сборнике).

**Вулкан Безымянный.** (55° 58′ с. ш., 160° 36′ в. д., 2882 м) — один из активнейших вулканов Камчатки, расположен в центральной части Ключевской группы вулканов.

Корректный сейсмический мониторинг вулкана в течение 2013 г. был затруднен в связи с Трещинным Толбачинским извержением им. 50-летия ИВиС ДВО РАН и извержением вулкана Ключевской. Интенсивная парогазовая деятельность вулкана продолжалась, почти все время на спутниковых снимках в районе Безымянного отмечалась слабая термальная аномалия (рис. 1в). Опасность сильного извержения вулкана сохранялась, поэтому его Авиационный цветовой код был Жёлтый.

**Трещинное Толбачинское извержение им. 50-летия ИВиС ДВО РАН.** началось в 05:15 UTC 27 ноября 2012 г. и продолжалось до октября 2013 г. Авиационный цветовой код вулкана с 1 июля по 26 августа был Оранжевый, с 27 августа по 31 декабря — Жёлтый. Сейсмичность района извержения была умеренной; вулканическое дрожание регистрировалось постоянно до начала сентября, величина его в середине января повышалась до 14 мкм/с, в мае понижалась до 2 мкм/с, но в среднем оставалась в пределах 3-4 мкм/с.

На спутниковых снимках с 27 ноября 2012 г. фиксировалась устойчивая термальная аномалия размером до 80 пикселов и температурой пикселов, равной пределу измерения радиометра AVHRR, +65–66° С (рис. 1г). Размер аномалии был обусловлен широким полем быстро растекающихся лаво-

<sup>&</sup>lt;sup>5</sup>http://www.emsd.ru

вых потоков, а также непрерывно фонтанирующими лавой шлаковыми конусами, продолжающими формироваться на южном отрезке трещины. Частота взрывов в активном конусе варьировалась от 10 до 50 в минуту; вулканические бомбы выбрасывались на высоту до 50 м над кромкой кратера. Истечение лавы продолжалось непрерывно, о чём свидетельствовало свечение в северной части Толбачинского дола. наблюдавшееся по видеокамерам в ночное время. По состоянию на 30 января 2013 г. общая площадь лавовых потоков, оценённая по спутниковым данным, составляла  $\sim 27 \text{ кm}^2$ . В течение января — сентября 2013 г. парогазовые столбы, содержащие небольшое количество пепла, поднимались не выше 4,5 км н. у. м., шлейфы протягивались на десятки километров в различных направлениях от центра извержения. Хотя Толбачинский дол постоянно засыпался небольшим количеством пепла, на спутниковых снимках пепловые шлейфы не отмечались, т. е. извержение не представляло опасности для международных авиатрасс, но опасность для полётов по местным авиалиниям сохранялась.

В начале сентября температура аномалии в северной части Толбачинского дола резко уменьшилась, что указывало на окончание активной фазы извержения, но положительные значения температуры аномалии удерживались до конца года (рис. 1г). Возможно, извержение продолжилось в менее активной фазе.

**Вулкан Кизимен.** (55° 08′ с. ш., 160° 20′ в. д., 2375 м), извержение, начавшееся 9 декабря 2010 г., в январе-декабре 2013 г. продолжалось. Авиационный цветовой код вулкана был Оранжевый с 1 января по 12 сентября. Сейсмичность вулкана была умеренной; вулканическое дрожание регистрировалось в районе вулкана эпизодически. Экструзивно-эксплозивная деятельность вулкана (выжимание экструзий на его вершине и время от времени обрушение раскалённых лавин на восточный и западный склоны) сопровождалась мощной фумарольной активностью - парогазовые шлейфы порой поднимались до 4,5 км н. у. м., протягивались на десятки километров от вулкана. По видеоданным, в тёмное время суток отмечалось свечение выжимающейся свежей лавы, а также раскалённых лавин, которые обрушивались на его склоны (рис. 4). Обрушения раскалённых лавин вызывали формирование небольших пепловых шлейфов. На спутниковых снимках в районе вулкана отмечалась термальная аномалия, наиболее интенсивной она была с января по сентябрь, затем её размер и температура стали уменьшаться, что являлось отражением снижения активности вулкана (рис. 1д). В дальнейшем раскалённые лавины отмечались все реже и прекратились, термальная аномалия почти исчезла, поэтому Авиационный цветовой код вулкана с 13 сентября по 8 декабря был Жёлтый, и с 9 декабря — Зелёный. Извержение вулкана, продолжавшееся



**Рис. 4.** Свечение раскалённых лавин, обрушившихся с вершины вулкана Кизимен в 11:39 UTC 18 июля 2013 г., видеоданные КФ ГС РАН.

3 года — с 9 декабря 2010 г. по 9 декабря 2013 г., закончилось, но высокая его парогазовая активность остаётся опасной для местных авиаперевозок.

**Вулкан Карымский.** (54° 03′ с. ш., 159° 27′ в. д., 1486 м) с 1996 г. находится в состоянии эксплозивного извержения. В связи с высокой активностью вулкана, Авиационный цветовой код его был Оранжевый, в сообщениях KVERT<sup>6</sup> указывалось на существование опасности пепловых выбросов выше 6 км н. у. м. Аэрозольные и пепловые шлейфы могли представлять опасность для полётов по местным авиалиниям.

Сейсмичность вулкана была умеренной, с середины августа она начала расти. На спутниковых снимках в первой половине года термальная аномалия отмечалась нерегулярно, интенсивность её постепенно снижалась. Кратер вулкана в середине июля имел чётко выраженную чашеобразную форму с фумаролой на южной стенке (рис. 5). Начиная с конца сентября, размер и температура аномалия увеличились, на спутниковых снимках она проявлялась в районе вулкана почти постоянно, что свидетельствовало об усилении эруптивной активности вулкана (рис. 1е). В конце ноября регулярно происходили пепловые выбросы из кратера, на спутниковых снимках фиксировались пепловые шлейфы длиной до 190 км, распространявшиеся на высотах до 4,2 км н. у. м. в различных направлениях от вулкана. Активность вулкана продолжается.

Вулкан Жупановский. (53°35'9" с.ш., 159°8'3" в.д., 2958 м), его последнее извержение происходило в 1956–1957 гг. Сейсмических станций в районе вулкана нет, но его спутниковый мониторинг проводится группой KVERT постоянно. Время от времени проявлялась фумарольная активность вулкана, не представлявшая опасности для авиаперевозок, поэтому Авиационный цветовой код вулкана

<sup>&</sup>lt;sup>6</sup>www.kscnet.ru/ivs/kvert/



**Рис. 5.** Состояние кратера вулкана Карымский 15 июля 2013 г., фото С. Самойленко.

до 23 октября был Зелёный. 24 октября от Е. Ненашевой, сотрудника Природного парка «Вулканы Камчатки», поступило сообщение о пеплопаде в долине р. Налычево — на базе Природного парка выпал пепел слоем около 1 мм. Также было сказано, что со стороны вулкана Жупановский слышен непрерывный гул.

На спутниковых снимках 24 октября был отмечен пепловый шлейф, который поднимался над вулканом до 5 км н. у. м. и распространялся на 40 км на юго-восток и юг от вулкана, поэтому Авиационный цветовой код Жупановского в 03:01 UTC 24 октября был изменен на Оранжевый<sup>7</sup>. Ясности в том, как будут развиваться дальнейшие события на вулкане, не было, поэтому был дан прогноз о возможных пепловых выбросах до 10 км н. у. м., которые могут начаться в любое время. Такая активность была бы опасна для международной и местной авиации.

24 октября вулкан был окутан парогазовыми и пепловыми облаками (рис. 6). Наиболее мощно работали фумаролы в центральной и западной частях вершины вулкана. Тщательная обработка спутниковых снимков позволила обнаружить первый пепловый шлейф от вулкана Жупановский 22 октября в 00:51 UTC (NOAA 16). В дальнейшем пепловые шлейфы наблюдались 22-24 октября на всех снимках. Шлейфы несли слабое или умеренное количество пепла, они протягивались в основном на юг, юго-запад и юго-восток от вулкана. То есть извержение происходило, как минимум, 21-24 октября 2013 г., но плохая погода в районе вулкана, и отсутствие сейсмической станции на его склоне, не позволили точно зафиксировать начало извержения. На спутниковых снимках наиболее протяженный пепловый шлейф (120 км) был зарегистрирован в 04:35 UTC, после 23:34 UTC 24 октября пепловые шлейфы больше не отмечались. Термальная аномалия в районе вулкана проявилась лишь 22 и 26 октября, но в дальнейшем не фиксировалась. Вероят-



**Рис. 6.** Парогазовая с небольшим содержанием пепла активность вулкана Жупановский 24 октября 2014 г. Фото Д. Мельникова.

но, аномалия была связана с повышенной парогазовой активностью вулкана. Исходя из вышесказанного (отсутствие высокотемпературной аномалии, слабое насыщение пеплом шлейфов), можно утверждать, что 21–24 октября происходило фреатическое извержение Жупановского.

25-26 октября визуально наблюдалась лишь фумарольная активность вулкана, поэтому в 00:29 UTC 27 октября его Авиационный цветовой код был изменен на Жёлтый<sup>8</sup>, было указано, что фреатическое извержение вулкана, вероятно, закончилось, но аэрозольные шлейфы на высоте до 4км н. у.м. ещё возможны. Такая активность вулкана могла быть опасна для местных авиалиний. В связи с тем, что с 25 октября в районе вулкана не было отмечено пепловых шлейфов, в 23:29 UTC 28 октября Авиационный цветовой код вулкана был изменен на Зелёный<sup>9</sup>. На спутниковом снимке ASTER хорошо видно, что пеплом покрыт, преимущественно, южный склон вулкана (рис. 7). Судя по количеству пепла на склонах, вероятно, центрами извержения были фумаролы западного окончания гребня второго конуса, всегда отличавшиеся мощной деятельностью [3], и фумаролы на западном склоне третьего (активного) конуса. Фумарольная активность вулкана продолжается.

Вулкан Авачинский. (53° 15′ с. ш., 158° 51′ в. д., 2751 м). Сейсмичность вулкана была низкой, фумарольная активность — умеренной (высота парогазовых струй не превышала 3 км н. у. м., лишь 23 января она была 3,6 км н. у. м.). По спутниковым данным, вулкан был преимущественно спокоен, хотя 3 марта, 20 мая, 8 июня и с конца июля до конца октября в районе кратера вулкана отмечалась слабая термальная аномалия размером 1–2 пиксела с температурой до +12 0С (21 августа 2013 г.).

**В**улкан Корякский. (53° 19′ с. ш., 158° 43′ в. д., 3456 м). Сейсмичность вулкана была, преимуще-

<sup>&</sup>lt;sup>7</sup>http://www.kscnet.ru/ivs/kvert/van/index.php?n = 2013-25

<sup>&</sup>lt;sup>8</sup>http://www.kscnet.ru/ivs/kvert/van/index.php?n = 2013-26

<sup>&</sup>lt;sup>9</sup>http://www.kscnet.ru/ivs/kvert/van/index.php?n = 2013-27



**Рис. 7.** Отложения пепла на южном склоне вулкана Жупановский на спутниковом снимке ASTER в 00:44 UTC 26 октября 2013 г. The Geo Grid Data, Japan.

ственно, низкой; иногда отмечалась повышенная фумарольная активность вулкана — парогазовые струи поднимались до 3,2 км н. у. м. По спутниковым данным, вулкан был спокоен.

**В**улкан Горелый. (52° 33′ с. ш., 158° 02′ в. д., 1829 м) в 2013 г. находился в состоянии слабой и умеренной активности. Авиационный цветовой код вулкана был Жёлтый. Сейсмичность вулкана была умеренной; вулканическое дрожание, величина которого порой достигала 1,38 мкм/с, фиксируемое в районе вулкана в течение последних нескольких лет, с 12 декабря не регистрировалось. Вероятно, активизация вулкана, продолжавшаяся с июля 2010 г., закончилась. Дрожание, по мнению вулканологов, было связано с истечением высокотемпературного (около 800-1000° С) газа из устья фумаролы; высота парогазовой колонны иногда достигала 3,5 км н. у. м. По спутниковым данным, в районе активного кратера вулкана отмечалась термальная аномалия, с начала сентября она стала регистрироваться все реже, её размер и температура уменьшались (рис. 1ж). Озеро в Активном кратере вулкана весной-летом появлялось в результате таяния заполнявшего кратер снега, но спустя короткое время вновь исчезало испарялось в связи с высоким тепловым потоком, исходящим из кратера.

**Вулкан Мутновский.** (52° 27′ с. ш., 158° 12′ в. д., 2323 м) в 2013 г. находился в состоянии относительного покоя — Авиационный цветовой код его был Зелёный. Фумарольная активность вулкана была умеренной — высота парогазовых струй не превышала 3 км н. у. м. По спутниковым данным, в районе Активного кратера изредка отмечалась слабая термальная аномалия. По сообщению сотрудника МЧС Ф. А. Фарберова, 3 июля около 23:40 UTC на дне Активного кратера сначала наблюдалась сильная фумарольная деятельность, потом стали происходить пепловые выбросы (рис. 8). К счастью, активность вулкана была умеренной, никто из наблюдателей не пострадал. Активность вулкана продолжается.

### Заключение

В 2013 г. наиболее высокой была активность вулканов Северной группы Камчатки. В течение года продолжалось извержение вулкана Шивелуч почти непрерывное выжимание ювенильного вещества сопровождалось редкими мощными эксплозивными событиями, при которых пепел поднимался до 12 км н. у. м. Во второй половине года произошло сильное извержение вулкана Ключевской – кроме мощной стромболианской и вулканской деятельности вершинного кратера (пепловые тучи поднимались до 12 км н. у. м., пять лавовых потоков стекали по склонам вулкана), на перевале между вулканами Ключевской и Камень произошёл боковой прорыв. С января по сентябрь продолжалось Трещинное Толбачинское извержение. Вероятно, в связи с высоким расходом магмы в районах вулкана Ключевской и Толбачинского дола, в 2013 г. отсутствовало извержение вулкана Безымянный. Благодаря спутниковому мониторингу, удалось зафиксировать фреатическое извержение вулкана Жупановский. Продолжалось умеренное эксплозивное извержение вулкана Карымский. Тесное сотрудничество коллег из KVERT, метеорологического центра аэропорта Елизово, консультационных центров по вулканическим пеплам в гг. Токио, Анкоридж, Вашингтон, Монреаль, Дарвин (Tokyo VAAC, Anchorage VAAC, Washington VAAC, Montreal VAAC and Darwin VAAC) позволило принять все необходимые меры для безопасности авиаполётов в районе Камчатки; фатальных происше-



**Рис. 8.** Выбросы пепла из воронки на дне Активного кратера вулкана Мутновский в 23:40 UTC 3 июля 2013 г. Фото Ф. Фарберова.

ствий, связанных с эксплозивной активностью вул- Список литературы канов, не произошло.

Работа выполнена при поддержке Программы фундаментальных научных исследований государственных академий наук, Целевой комплексной программы «Спутниковый мониторинг Дальнего Востока для проведения фундаментальных научных исследований Дальневосточного отделения РАН» и РФФИ (проект 11-07-12026-офи\_м, 13-07-12180офи\_м).

- 1. Гирина О.А. О предвестнике извержений вулканов Камчатки, основанном на данных спутникового мониторинга // Вулканология и сейсмология, 2012, №3, C. 14-22.
- 2. Гирина О.А., Гордеев Е.И. Проект KVERT снижение вулканической опасности для авиации при эксплозивных извержениях вулканов Камчатки и Северных Курил // Вестник ДВО РАН. 2007. № 2. С. 100-109.
- 3. Масуренков Ю.П., Флоренский И.В., Мелекесцев И.В. Вулкан Жупановский // Действующие вулканы Камчатки. 1991. М.: Наука. Том. 2. С. 216-225.



УДК 551.21.

О. А. Гирина, А. Г. Маневич, Д. В. Мельников, А. А. Нуждаев, Ю. В. Демянчук

> Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, г. Петропавловск-Камчатский e-mail: girina@kscnet.ru

# Извержения вулкана Ключевской в 2012-2013 гг.

Описана динамика двух извержений вулкана Ключевской, происходивших с 1 сентября 2012 г. по 10 января 2013 г. и с 15 августа по 15 декабря 2013 г.

#### Введение

Вулкан Ключевской — самый высокий действующий вулкан Евразии и один из наиболее активных и продуктивных вулканов мира. Например, за последние 20 лет (1993–2013 гг.) произошло 12 извержений Ключевского: с 15 марта 1993 г. по 2 октября 1994 г.; с февраля по апрель 1995 г.; с января по сентябрь 1997 г.; с февраля по сентябрь 1998 г.; с мая по декабрь1999 г.; с 22 марта 2003 г. по 3 марта 2004 г.; с 10 января по 3 апреля 2005 г.; с 15 февраля по 26 июля 2007 г.; с 16 октября 2008 г. по 29 января 2009 г.; с 18 сентября 2009 г. по 4 ноября 2010 г.; с 1 сентября 2012 г. по 10 января 2013 г.; с 15 августа по 15 декабря 2013 г. [1].

### Извержение 2012-2013 гг.

Начиная с 1 сентября 2012 г. в районе кратера вулкана отмечалась слабая термальная аномалия, что указывало на поступление нового магматического вещества в его постройку (рис. 1). С 14 октября в тёмное время суток над кратером вулкана начало наблюдаться яркое свечение, то есть лава достигла кратера и началась стромболианская фаза извержения. Термальная аномалия увеличилась в размере, температура её повысилась. Фонтанирование лавы в кратере продолжалось до 7 января 2013 г., но пепловые шлейфы в районе вулкана на спутниковых снимках не наблюдались. С 7 до 19 января район вулкана был закрыт облачностью; после улучшения погоды, начиная с 20 января, свечения над его кратером больше не наблюдалось, то есть извержение закончилось. Судя по сейсмичности вулкана (согласно данным КФ ГС РАН:<sup>1</sup>, с 9 января резко уменьшилось количество вулканических землетрясений 4-го типа, и перестали регистрироваться слабые землетрясения этого типа (A/T < 0.5, где *A* — амплитуда и *T* — период), хотя величина вулканического дрожания не изменилась. Вероятно, окончанием этого извержения Ключевского можно считать 10 января 2013 г.

В период с 20 января по 14 августа 2013 г. вулкан Ключевской находился в состоянии относительного



**Рис. 1.** Изменение температуры и размера термальной аномалии в районе вулкана Ключевской в 2013 г. Обработка спутниковых данных выполнена сотрудниками группы KVERT.

покоя, поэтому Авиационный цветовой код вулкана был Зелёный. Сейсмичность вулкана в это время характеризовалась повышенным количеством вулканических землетрясений на глубине около 30–40 км и редкими поверхностными событиями<sup>2</sup>.

#### Извержение 2013 г.

15 августа 2013 г. в 06:30 UTC (согласно данным КФ ГС РАН) сейсмичность вулкана резко повысилась — величина вулканического дрожания увеличилась с 0,22 до 3,36 мкм/с; с этого дня в тёмное время суток над кратером визуально наблюдалось мощное свечение, что указывало на стромболианскую активность вулкана (фонтанирование лавы в кратере); в районе вулкана на спутниковых снимках начала постоянно отмечаться термальная аномалия (рис. 1). Сразу же, согласно видеоданным, с 15 августа начали наблюдаться парогазовые шлейфы, содержавшие небольшое количество пепла, которые на высоте до 5,5 км над уровнем моря (н. у. м.) распространялись на северо-восток от вулкана. 17 августа Авиационный цветовой код вулкана был изменен с Зелёного на Жёлтый<sup>3</sup>. С 26 августа на запад-

<sup>&</sup>lt;sup>1</sup>http://www.emsd.ru/~ssl/monitoring/main.htm

<sup>&</sup>lt;sup>2</sup>http://www.emsd.ru

<sup>&</sup>lt;sup>3</sup>http://www.kscnet.ru/ivs/kvert/van/index.php?n = 2013-05



**Рис. 2.** Пепловые шлейфы от вулкана Ключевской при извержении 15 августа — 15 декабря 2013 г. Обработка спутниковых данных выполнена сотрудниками группы KVERT.

но-юго-западном склоне вулкана появился первый лавовый поток, 13 сентября другой поток появился в Крестовском жёлобе, к 27 сентября изливались уже четыре лавовых потока по западным и юго-восточному склонам вулкана — термальная аномалия в районе кратера вулкана постепенно увеличивалась в размерах (рис. 1). Извержение усиливалось, росло количество вулканических землетрясений в районе вулкана<sup>4</sup>, постепенно увеличивалось содержание пепла в парогазовых шлейфах, поэтому 14 сентября Авиационный цветовой код вулкана был изменен на Оранжевый<sup>5</sup>.

С 3 октября величина вулканического дрожания начала быстро расти, резкое увеличение дрожания было отмечено с 6 по 11 октября<sup>4</sup>. 9–10 октября выбросы пепла из вершинного кратера Ключевского достигали 6 км н. у. м. Небольшой пеплопад прошёл в п. Ключи 9 октября. Согласно спутниковым данным, 6 и 9–10 октября отмечались пепловые шлейфы, которые протягивались на расстояния до 300 км на восток-юго-восток от вулкана (рис. 2).

11 октября с 08:16 до 08:24 UTC с юго-западного склона Ключевского произошла серия мощных выбросов пепла до 9км н. у. м., в облаке которого сияли огромные молнии (рис. 3). В дальнейшем, на видеокамерах, работающих в инфракрасном режиме, было видно, как из-за склона вулкана время от времени появлялись клубы, по яркости окраски сравнимые с фонтанирующей лавой в кратере вулкана. Вероятно, в это время на юго-западном склоне вулкана Ключевской, ближе к перевалу между ним и вулканом Камень, образовалась трещина произошёл побочный прорыв Ключевского. В дальнейшем над местом прорыва постоянно наблюдался парогазовый с содержанием пепла столб, который в тёмное время суток ярко светился (рис. 4). Из трещины прорыва сразу же началось излияние лаво-



Рис. 3. Образование бокового прорыва на юго-западном склоне вулкана Ключевской в 08:16–08:24 UTC 11 октября 2013 г.: фото Ю. Демянчука (а), видеоданные ИВиС ДВО РАН, KVERT and Weathernews (б).

вого потока, и свечение юго-западного склона Ключевского значительно усилилось. Излияние лавы на ледник Богдановича вызвало быстрое его таяние, по р. Студеная пошли лахары.

Активность вулкана росла, ежедневно наблюдались пепловые шлейфы, количество пепла в них увеличивалось. 13 октября в п. Ключи наблюдался пеплопад. В связи с ростом эксплозивной активности вулкана — пепловая колонна поднялась до 7-8 км н. у. м., начали наблюдаться фреатические взрывы на его юго-западном склоне, вероятно, в связи с обильным излиянием лавы из бокового прорыва, Авиационный цветовой код вулкана был изменен в 01:11 UTC 15 октября на Красный<sup>6</sup>. В течение нескольких часов 15 октября активность вулкана продолжала усиливаться — пепловая колонна поднялась до 10 км н. у. м., пепел при фреатических взрывах на фронтальных частях лавовых потоков, внедрявшихся в ледники на юго-западном склоне вулкана, поднимался до 4,5 км н. у. м.; пепловые шлейфы распространялись на сотни километров в различных направлениях от вулкана в связи с высокой циклонической активностью в этом районе. В 08:56 UTC

<sup>&</sup>lt;sup>4</sup>http://www.emsd.ru

<sup>&</sup>lt;sup>5</sup>http://www.kscnet.ru/ivs/kvert/van/index.php?n = 2013-09

 $<sup>^{6}</sup>$ http://www.kscnet.ru/ivs/kvert/van/index.php?n = 2013-10



Рис. 4. Парогазовый с содержанием пепла столб над прорывом ниже перевала между вулканами Ключевской и Камень 12 октября 2013 г. в дневное (а) и ночное время (б). Видеоданные КФ ГС РАН

жения — пепловая колонна снизилась до 8 км н. у. м., Авиационный цветовой код вулкана был изменен на Оранжевый<sup>7</sup>, но в 23:43 UTC 15 октября Авиационный цветовой код вулкана был вновь изменен на Красный<sup>8</sup>, и оставался таким до 07:02 UTC 16 октября, в связи со снижением эруптивной колонны

15 октября, в связи с некоторым ослаблением извер- до 7–7,5 км н. у. м.<sup>9</sup>. Предполагалось, что активность вулкана пойдет на спад, но этого не произошло. Пепловая колонна вновь поднялась до 9 км н. у. м. (рис. 5), поэтому в 23:15 UTC 17 октября для вулкана вновь был установлен Красный Авиационный цветовой код<sup>10</sup>. В п. Майское 16 октября прошёл пеплопад. 17 октября активность вулкана не ослабевала.

<sup>&</sup>lt;sup>7</sup>http://www.kscnet.ru/ivs/kvert/van/index.php?n = 2013-13 <sup>8</sup>http://www.kscnet.ru/ivs/kvert/van/index.php?n = 2013-14

<sup>&</sup>lt;sup>9</sup>http://www.kscnet.ru/ivs/kvert/van/index.php?n = 2013-15  $^{10} http://www.kscnet.ru/ivs/kvert/van/index.php?n = 2013-16$ 



**Рис. 5.** Вулканская активность Ключевского 17 октября 2013 г.: пепловая колонна поднимается до 9 км н. у. м. Фото Richard Roscoe.

18 октября средняя величина вулканического дрожания достигла 91,3 мкм/с<sup>11</sup>. По визуальным данным, наблюдалась мощная стромболианская (высота фонтанов лавы в кратере вулкана достигала 800 м) и вулканская деятельность Ключевского (пепловая колонна поднималась до 8-10 км н. у. м.), несколько лавовых потоков продолжали изливаться по его западным и юго-восточным склонам. При мощных взрывах вулканические бомбы падали на середину склона вулкана — на высоты 2,5 км н. у. м. — и скатывались ниже (рис. 6). Вершина вулкана была объята пламенем, гул от выбросов разносился на десятки километров от вулкана. Согласно спутниковым данным, пепловые шлейфы протягивались на расстояния до 2500 км преимущественно на юго-восток, и восток от вулкана, кроме пепловых облаков отмечались облака аэрозолей (рис. 2, 7). Одновременно с извержением Ключевского, 18 октября на Шивелуче произошло 22 эксплозивных события<sup>12</sup>, пепловые шлейфы протягивались на юго-восток от вулкана (рис. 7).

17–18 октября вода р. Студеная начала размывать федеральную дорогу (Петропавловск-Камчатский — Усть-Камчатск) в районе поселка Козыревск. 18 октября вода пошла поверх полотна дороги, но сотрудники МЧС быстро отреагировали: очистили трубу, проложенную под дорогой, и вода ушла, движение по трассе было восстановлено.

<sup>11</sup>http://www.emsd.ru

Кульминационная фаза извержения, непрерывно продолжавшаяся 15–20 октября, во время которой пепловая колонна поднималась до 10 км н. у.м., закончилась в 13:00 UTC 20 октября — величина вулканического дрожание резко снизилась до 3 мкм/с<sup>13</sup>. В связи со снижением активности вулкана, его Авиационный цветовой код в 21:40 UTC 20 октября был изменен на Оранжевый<sup>14</sup>.

Но извержение вулкана не закончилось, продолжала отмечаться стромболианская активность вулкана и излияние лавовых потоков по юго-западному, западному и юго-восточному склонам вулкана. По спутниковым данным, две термальных аномалии постоянно наблюдались в районе кратера вулкана и ниже перевала между Ключевским и Камнем, где сосредоточилось главное поле лавовых потоков. По состоянию на 23 декабря 2013 г. (снимок Landsat от 00:16 UTC, данные из геосервиса VolSatView [5]), площадь лавового потока составила 0,95–1,0 км<sup>2</sup> (рис. 8). 20–24 октября аэрозольные облака, сопровождавшие пепловые шлейфы во время кульминационной фазы извержения вулкана, продолжали регистрироваться над Тихим океаном и над северной частью Канады.

30 октября в 23:22 UTC, в связи с прекращением вулканской активности Ключевского, его Авиационный цветовой код был изменен на Жёлтый<sup>15</sup>, но

<sup>&</sup>lt;sup>12</sup>http://www.kscnet.ru/ivs/kvert/van/index.php?n = 2013-17

<sup>&</sup>lt;sup>13</sup>http://www.emsd.ru

 $<sup>{}^{14}</sup> http://www.kscnet.ru/ivs/kvert/van/index.php?n = 2013-24$ 

 $<sup>^{15}</sup> http://www.kscnet.ru/ivs/kvert/van/index.php?n = 2013-28$ 



**Рис. 6.** Кульминационная фаза извержения вулкана Ключевской 18 октября 2013 г., стромболианская и вулканская активность: фото А. Коневской (а); видеоданные ИВиС ДВО РАН, KVERT and Weathernews (б).

его стромболианская активность и излияние лавовых потоков по юго-западному и юго-восточному склонам продолжалось. По спутниковым данным, термальная аномалия постоянно наблюдалась в районе кратера вулкана и ниже перевала между Ключевским и Камнем, но её размер стал понемногу уменьшаться (рис. 1).

5 и 6 ноября отмечались слабые пепловые шлейфы, протягивавшиеся на расстояния до 280 км на юго-восток от вулкана, 14 ноября — до 120 км на северо-восток от вулкана. В связи с возобновлением пепловых выбросов из кратера вулкана, с подъёмом эруптивной колонны до 7 км н. у. м., в 02:42 UTC 17 ноября его Авиационный цветовой код был изменен на Оранжевый<sup>16</sup>. Эксплозивная активность вулкана происходила на фоне снижения с 16 по 22 ноября величины вулканического дрожания с 1,7 до 0,5 мкм/с<sup>17</sup>. 18 ноября активность вулкана существенно снизилась — пепловые выбросы не отмечались в течение нескольких часов, поэтому его Авиационный цветовой код был изменен на Жёлтый<sup>18</sup>, но с 02:16 UTC 19 ноября эксплозивная активность вулкана возобновилась, пепловая колонна

<sup>&</sup>lt;sup>16</sup>http://www.kscnet.ru/ivs/kvert/van/index.php?n = 2013-29
<sup>17</sup>http://www.emsd.ru

<sup>&</sup>lt;sup>18</sup>http://www.kscnet.ru/ivs/kvert/van/index.php?n = 2013-30









Рис. 7. Пепловые шлейфы от вулканов Ключевской и Шивелуч в 11:05 UTC 18 октября 2013 г. (Тегга Modis), данные из геопортала VolSatView [5] (а); аэрозольный шлейф от вулкана Ключевской в 09:44 UTC 19 октября 2013 г., данные с сайта http://sacs.aeronomie.be (б).

поднималась до 10–12 км н. у. м., пепловый шлейф протягивался на юго-восток от вулкана, поэтому в 02:48 UTC 19 ноября Авиационный цветовой код вулкана был изменен на Красный<sup>19</sup>. 14–19 ноября пепловые шлейфы протягивались на расстояния до 200 км на юго-восток, восток и северо-восток от вулкана (рис. 2). Постепенно высота пеплового шлейфа снизилась до 5,0–5,5 км н. у. м., и когда та-

кая активность была отмечена в течение нескольких часов, в 23:41 UTC 19 ноября Авиационный цветовой код вулкана был изменен на Оранжевый<sup>20</sup>. В течение следующих двух недель активность вулкана была умеренной; величина вулканического дрожания продолжала снижаться; 25 ноября парогазовые с небольшим содержанием пепла шлейфы протягивались на расстояния до 90 км на юго-восток от вулкана; термальная аномалия в районе вершины вулкана постепенно теряла яркость, то есть извержение постепенно заканчивалось. Авиационный цветовой код вулкана был изменен на Жёлтый в 00:20 UTC 3 декабря<sup>21</sup>, но 6 декабря активность вулкана вновь резко повысилась — началось извержение пепла из вершинного кратера, пепловые шлейфы поднимались до 6 км н. у. м. и протягивались на 212 км на северо-восток от вулкана. В 21:54 UTC 6 декабря Авиационный цветовой код вулкана был изменен с Жёлтого на Красный<sup>22</sup>, потому что предполагалось возможное усиление активности вулкана. Когда содержание пепла в эруптивной колонне постепенно понизилось, а высота её не увеличилась, в 23:14 UTC 7 декабря Авиационный цветовой код вулкана был изменен на Оранжевый. По видеоданным, 6–11 декабря пепловая колонна поднималась до 5-6 км н. у. м. По спутниковым данным, пепловые шлейфы протягивались на восток (06-08 декабря), северо-запад (09-10 декабря) и на восток и юго-восток (10-11 декабря) от вулкана на расстояния более 1020 км (рис. 2). В районе кратера вулкана отмечалась очень слабая термальная аномалия, более яркая — в районе лавового потока на юго-западном склоне вулкана (рис. 1), возможно, излияние лавы из бокового прорыва продолжалось. В дальнейшем наблюдалась парогазовая активность вулкана различной интенсивности — порой парогазовый столб поднимался на 500 м над кратером вулкана. В связи со значительным снижением деятельности вулкана, в 22:40 UTC 26 декабря его Авиационный цветовой код был изменен на Жёлтый<sup>23</sup>, а так как изменений в его активности не произошло, в 05:06 UTC 2 января 2014 г. его Авиационный цветовой код был изменен на Зелёный<sup>24</sup>. Извержение, начавшееся 15 августа, закончилось, днем его окончания мы называем 15 декабря. Международные и местные авиаперевозки подвергались реальному риску во время извержения вулкана. Мощная парогазовая активность Ключевского продолжается.

#### Заключение

В Курило-Камчатском регионе в современное время не так много активных вулканов, извергающих продукты базальтового состава. Не исследуя в этой работе глубокие причинно-следственные связи одновременной активности таких вулканов,

<sup>&</sup>lt;sup>19</sup>http://www.kscnet.ru/ivs/kvert/van/index.php?n = 2013-31

<sup>&</sup>lt;sup>20</sup>http://www.kscnet.ru/ivs/kvert/van/index.php?n = 2013-32

<sup>&</sup>lt;sup>21</sup>http://www.kscnet.ru/ivs/kvert/van/index.php?n = 2013-33

<sup>&</sup>lt;sup>22</sup>http://www.kscnet.ru/ivs/kvert/van/index.php?n = 2013-36

<sup>&</sup>lt;sup>23</sup>http://www.kscnet.ru/ivs/kvert/van/index.php?n = 2013-39

<sup>&</sup>lt;sup>24</sup>http://www.kscnet.ru/ivs/kvert/van/index.php?n = 2014-01



Рис. 8. Лавовый поток, изливавшийся из бокового прорыва на юго-западном склоне вулкана Ключевской с 11 октября 2013 г., на спутниковом снимке ASTER от 00:44 UTC 26 октября 2013 г., the Geo Grid Data, Japan.

посмотрим, как они работали в 2012–2013 гг. Стромболианское извержение Ключевского 1 сентября 2012 г. - 10 января 2013 г. происходило одновременно с извержением вулкана Алаид (Северные Курилы) и Трещинным Толбачинским извержением им. 50-летия ИВиС ДВО РАН [2-4, 6]. Стромболианское с выносом небольшого количества пепла извержение вулкана Алаид продолжалось, ориентировочно, с 6 октября до 15 декабря 2012 г.; Трещинное Толбачинское извержение — с 27 ноября 2012 г. по октябрь 2013 г. [2-4, 6]. Если Алаид, вероятно, не оказывал влияния на деятельность Ключевского, то Ключевской и Трещинное Толбачинское извержение, напротив, вероятно, были в какой-то мере взаимозависимы, располагаясь в едином массиве Ключевской группы вулканов. Например, первое извержение Ключевского продолжалось примерно 90 дней, Трещинное Толбачинское извержение началось посередине извержения Ключевского – спустя 45 дней после его начала. С 15 августа до 15 декабря 2013 г. происходило очень сильное извержение вулкана Ключевской, а 24 августа резко снизилась величина вулканического дрожания в районе Толбачинского дола<sup>25</sup>, в начале сентября температура аномалии в зоне лавовых полей Трещинного Толбачинского извержения резко понизилась [3]. Вероятно, в недрах Ключевской группы вулканов происходило перераспределение магмы. Возможно, в связи с высоким расходом магмы в районах вулкана Ключевской и Толбачинского дола, в 2013 г. не было извержения вулкана Безымянный.

Подтверждением образования бокового прорыва на склоне Ключевского являются два главных факта: 1) мощная пепловая туча, поднявшаяся до 9 км н. у. м., в которой блистали молнии; 2) значительное поле лавовых потоков площадью 0,95–1,0 км<sup>2</sup> большой мощности, компактно расположенное на юго-западном склоне вулкана (рис. 8). Например, в парогазовых облаках фреатических выбросов молнии не наблюдаются. Нет ни одного примера из истории развития Ключевского, чтобы лавовый поток, истекающий из его вершины, сформировал поле отложений площадью до 1–4 км<sup>2</sup> у его подножия. Обычно компактные толщи лавовых продуктов формируются при трещинных прорывах. Такие прорывы на Ключевском вулкане (на его юго-западном и юго-восточном склонах) в предыдущий раз образовались в 1989 г. [7].

Работа выполнена при поддержке Программы фундаментальных научных исследований государственных академий наук, Целевой комплексной программы «Спутниковый мониторинг Дальнего Востока для проведения фундаментальных научных исследований Дальневосточного отделения РАН» и РФФИ (проекты 11–07-12026-офи\_м, 13–07-12180офи\_м).

#### Список литературы

- Гирина О.А. Камчатской группе реагирования на вулканические извержения (KVERT) 20 лет // Вулканизм и связанные с ним процессы. Материалы региональной конференции, посвящённой Дню вулканолога, 28–29 марта 2013 г. Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН, 2014. С. 36–41.<sup>26</sup>
- Гирина О. А. Некоторые события Трещинного Толбачинского извержения имени 50-летия ИВиС ДВО РАН в 2012–2013 гг. // Сборник материалов Седьмой международной научной конференции «Вулканизм, биосфера и экологические проблемы». Майкоп-Туапсе: Адыгейский ГУ. 2013. С. 26–29.
- Гирина О. А., Маневич А. Г., Мельников Д. В. и др. Активность вулканов Камчатки в 2013 г. // Вулканизм и связанные с ним процессы. Материалы региональной конференции, посвящённой Дню вулканолога, 27–28 марта 2014 г. Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН, 2014. С. 38–45.
- 4. Гирина О. А., Мельников Д.В., Маневич А.Г., Нуждаев А.А. Спутниковый мониторинг Трещинного Толбачинского извержения им. 50-летия ИВиС ДВО РАН в 2012–2013 гг. // Вулканизм и связанные с ним процессы. Материалы региональной конференции, посвящённой Дню вулканолога, 28–29 марта 2013 г. Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН, 2014. С. 50–56.<sup>27</sup>
- Ефремов В. Ю., Гирина О. А., Крамарева Л. С. и др. Создание информационного сервиса «Дистанционный мониторинг активности вулканов Камчатки и Курил» // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2012. Том. 9 (5). С. 155–170.
- Маневич А. Г., Гирина О. А., Мельников Д. В. и др. Активность вулканов Камчатки и Северных Курил в 2012 г. // Вулканизм и связанные с ним процессы. Тезисы докладов традиционной региональной научной конференции, посвящённой Дню вулканолога, 28–29 марта 2013 г. Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН, 2013. С. 35.<sup>28</sup>
- Хренов А. П., Маханова Т. М., Богатиков О.А., Плате А. Н. Результаты аэрокосмических исследований вулканов Камчатки (Ключевская группа вулканов) // Вулканология и сейсмология. 2002. № 2. С. 3–20.

<sup>&</sup>lt;sup>25</sup>http://www.emsd.ru

<sup>&</sup>lt;sup>26</sup>http://www.kscnet.ru/ivs/publication/volc\_day/2013/art6.pdf
<sup>27</sup>http://www.kscnet.ru/ivs/publication/volc\_day/2013/art8.pdf
<sup>28</sup>http://www.kscnet.ru/ivs/conferences/volc\_day/

abstracts\_volcday2013.pdf



УДК 551.21+552.11+550.42

Н. В. Горбач<sup>1</sup>, М. В. Портнягин<sup>2</sup>, И. И. Тембрел<sup>1</sup>

Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН,
 г. Петропавловск-Камчатский; e-mail: n\_gorbach@mail.ru

 $^2$  GEOMAR Helmholtz Centre for Ocean Research, Киль, Германия

<sup>3</sup> Институт геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского РАН, Москва, 119991

## Первые данные по геохимии магнезиальных андезитов палеовулкана г. Шиш (хребет Кумроч, Восточная Камчатка)

В сообщении приведены первые краткие данные о составе пород палеовулкана г. Шиш в хребте Кумроч. Показано, что по содержаниям главных элементов, хрома, никеля, а также по степени обогащения лёгкими РЗЭ и обеднения тяжелыми РЗЭ и иттрием породы г. Шиш близки к магнезиальным андезитам северного фланга Центрально-Камчатской депрессии.

#### Введение

К настоящему времени на Камчатке было известно три района с проявлениями вулканических пород среднего состава с высокой магнезиальностью (SiO<sub>2</sub> > 53 мас.%; Mg $\# = Mg/Mg^+Fe^{2+} > 0.50$ ). Наиболее крупный район расположен на северном фланге Центрально-Камчатской депрессии (ЦКД) и объединяет магнезиальные андезиты вулканического массива Шивелуч, внутрикратерные экструзии вулкана Заречного и породы Шишейского вулканического комплекса (рис. 1 а). Магнезиальные андезиты были обнаружены недавно и на южном фланге ЦКД в междуречье рек Правая и Озерная Камчатка, где проявления таких пород ассоциируют с высоко-ниобиевыми базальтами и адакитами и имеют плиоценовый возраст [напр., 7]. В пределах Восточной Камчатки была известна лишь одна находка магнезиальных андезитов [2], которые представлены дайками позднемиоцен-раннеплиоценового возраста на территории полуострова Камчатский Мыс. Однако, при рассмотрении материалов геологической съёмки [4] было обнаружено, что андезиты и андезибазальты эоплейстоценового палеовулкана Шиш (рис. 1 а), расположенного в осевой части хребта Кумроч, обладают повышенной магнезиальностью (по результатам 13 анализов, выполненных методом мокрой химии в Центральной Лаборатории ГГП «Камчатгеология»). На сегодняшний день эти данные представляли собой единственное свидетельство присутствия вулканических пород такого состава в пределах Восточного Вулканического пояса (ВВП) Камчатки. С целью подтверждения присутствия магнезиальных андезитов в хребте Кумроч и получения более детальной петрологической и геохимической информации в 2012 г. были проведены полевые работы и выполнено опробование вулканической постройки г. Шиш. В сообщении

приводятся первые предварительные результаты петрографического и геохимического изучения вулканических пород г. Шиш.

#### Общие сведения о строении палеовулкана г. Шиш

Постройка палеовулкана г. Шиш (55° 45′ с. ш.; 161° 10′ в. д.; абсолютная высота 2346 м) занимает площадь около 30 км<sup>2</sup> в осевой части хребта Кумроч (рис. 1 б). Фундаментом постройки являются мел-палеогеновые вулканогенные и вулканогенно-осадочные образования хапицкой свиты и палеоценовые терригенные толщи дроздовской свиты [4]. Возраст палеовулкана соответствует эоплейстоцену, однако не исключается и более позднее время его формирования — поздний плейстоцен [4].

В центральной части палеовулкана, сильно эродированной плейстоценовыми и современными ледниками, обнажаются фрагменты крупных экструзивных тел. На восточных привершинных склонах сохранились мощные (до 200-300 м) толщи грубообломочных туфов и лавобрекчий. В северо-восточном секторе постройки присутствуют потоки андезибазальтовых лав, а в юго-восточном секторе многочисленны некки и дайки. Наиболее крупной и примечательной является дайка северо-западного простирания, которая в виде отпрепарированных фрагментов следится по водораздельному гребню на протяжении 3 км до вершины г. Шиш. Дайка прорывает вершинные экструзии и окружающие их грубообломочные туфы и, вероятно, связана с наиболее поздним этапом активности палеовулкана.

#### Краткая петрография пород

Породы палеовулкана г. Шиш дифференцированы от андезибазальтов ( $2Px - Pl \pm Ol$ ) до андезитов ( $2Px - Pl \pm Ol \pm Hbl$ ) и дацитов ( $Hbl - Pl \pm Q$ ). Породы имеют порфировые, серийно-порфировые и гломеропорфировые структуры. Отличительной чертой



Рис. 1. Позиция и строение палеовулкана г. Шиш: а — региональная позиция объекта; дополнительно показаны ранее известные районы проявления Mg# андезитового вулканизма Камчатки: 1 — Шишейский вулканический комплекс [8, 9, 11], 2 — вулканический массив Шивелуч [3, 5, 6, 10, 11 и др.], 3 — вулкан Заречный [3], 4 — дайки полуострова Камчатский мыс [2], 5 — район междуречья рек Правая и Озерная Камчатка [7]; 6 — схема геологического строения района г. Шиш (согласно [4] с упрощениями): 1 — вулканогенно-осадочные отложения хапицкой свиты, K<sup>2-</sup> P1; 2 — терригенные отложения дроздовской свиты, P1; 3 — вулканические образования тумрокского и быстринского вулканических комплексов, N<sub>2</sub> QE; 4 — вулканические образования палеовулкана г. Шиш, QE; 5 — вулканические образования ажабачского вулканического комплекса, QIII-IV; 6 — ледники; 7 — морены; 8 — аллювиальные и пролювиальные отложения; 9 — экструзии; 10 — разломы (а — проявленные на дневной поверхности, б — скрытые под рыхлыми четвертичными отложениями); 11 — дайки (а — базальтов и андезибазальтов, б — андезитов).

андезибазальтов и андезитов являются отчётливо проявленные реакционные соотношения между вкрапленниками (клинопироксеном, более редким оливином, роговой обманкой, а в некоторых случаях и плагиоклазом) и кислым стеклом основной массы пород.

Среди порфировых выделений андезибазальтов (до 30 об. %) резко преобладают пироксены (в отдельных разностях пород - ортопироксены) и плагиоклазы. Пироксены часто образуют гломеропорфировые сростки и зернистые агрегаты, в центре которых обнаруживаются реликты оливина. Клинопироксен в таких сростках, как правило, сильно резорбирован. Периферийные зоны гломеропорфировых сростков состоят из крупных идиоморфных кристаллов гиперстена. В отдельных разностях пород оливин отмечается и вне гломеропорфировых сростков в виде резорбированных округлых выделений, которые иногда окружает реакционная кайма мельчайших зёрен ортопироксена. В основной массе — микролиты андезина, редкие зёрна клинопироксена, рудного минерала, апатита и бурое стекло.

Для андезитов характерны двупироксеновая и роговообманково-двупироксеновая минеральные ассоциации. В большинстве разностей пород среди

порфировых выделений (30-35 об. %) преобладает плагиоклаз, формирующий по размерности, составу и текстурам до трёх генераций. Количество вкрапленников роговой обманки в породах резко подчинено количеству вкрапленников плагиоклаза. Подавляющая часть фенокристаллов бурой роговой обманки опацитизирована или же замещается пироксен-плагиоклаз-магнетитовым зернистым агрегатом. Наряду с преобладающей бурой роговой обманкой, в породах присутствует и зелёная роговая обманка. Среди андезитов встречаются и оливинсодержащие разности. В таких породах, как и в андезибазальтах, оливин сохраняется в центральных частях зернистых агрегатов пироксенов, а реже образует индивидуальные сильно резорбированные фенокристаллы, часто замещенные вторичными минералами. Основная масса андезитов состоит из микролитов андезина, зёрен рудного минерала, апатита и бесцветного или бурого вулканического стекла.

Дациты содержат не более 20 об. % вкрапленников, среди которых — плагиоклаз, полностью опацитизированная роговая обманка и единичные округлые зёрна кварца. Породы имеют серийно-порфировую структуру, гиалопилитовую основную массу и, в некоторых случаях, флюидальную текстуру. Отличительной особенностью дацитов является при-



**Рис. 2.** Вариации содержаний калия (а), величины магнезиальности (б) и концентраций хрома в породах г. Шиш. Для сравнения показаны составы пород вулкана Кизимен [8], тумрокского вулканического комплекса [4], вулканического массива Шивелуч [5, 6, 10] и Заречный [3] и неопубликованные данные авторов.

сутствие генерации крупных (до 8–10 мм) фенокристаллов плагиоклаза, которые имеют проплавленные ядра. Основная масса состоит из бесцветного стекла кислого состава с микролитами олигоклаза, редкими игольчатыми микролитами роговой обманки, зёрнышками рудного минерала. Экструзивные дациты содержат большое количество включений тонкозернистых микродиоритов.

#### Петрохимия и геохимия пород

Представительные образцы были проанализированы методами XRF и ICP-MS на содержания главных, редких и редкоземельных элементов. Для определения геохимической специфики пород г. Шиш было выполнено сравнение полученных данных с составами пород вулкана Кизимен, который занимает близкую структурную позицию в пределах ВВП, с породами тумрокского вулканического комплекса, отвечающего предшествующему этапу вулканизма в данном районе, а также с Mg# андезитами северного сегмента ЦКД.

Породы г. Шиш дифференцированы от андезибазальтов до дацитов (SiO $_2 = 55,91-65,05$  мас.%) и принадлежат к известково-щелочной умеренно-калиевой серии (рис. 2 а). Величина магнезиальности пород варьирует от 0,52 до 0,63, что резко отличает породы г. Шиш от пород вулкана Кизимен и тумрокского вулканического комплекса и сближает их с составами Mg# андезитов северного фланга ЦКД (рис. 2 б) Андезиты и андезибазальты имеют невысокие содержания титана ( $TiO_2 = 0.48 - 0.91$  мас.%), алюминия (Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> = 14,71–16,46 мас.%) и кальция (СаО = 5,34-8,10 мас.%). Породы обогащены хромом (до 280 г/т в андезибазальтах) и никелем (до 26,5 г/т). На графике SiO<sub>2</sub>-Cr точки составов пород г. Шиш попадают в поле таких объектов северной части ЦКД, как вулканический массив Шивелуч и вулкан Заречный (рис. 2 в).

На спайдер-диаграмме (рис. 3 а) породы г. Шиш показывают типичный островодужный спектр с обогащением относительно N-MORB крупноионными



**Рис. 3.** Редкие и редкоземельные элементы в породах г. Шиш: (а) — спектры редких элементов, нормированные к составу N-MORB; (б) — содержания РЗЭ, нормированные на Cl-хондрит. Составы пород вулкана Кизимен по [8], вулканического массива Шивелуч по [5, 6]. Концентрации элементов в N-MORB и Cl-хондрите согласно [12].

литофильными элементами и обеднением высокозарядными и тяжелыми редкоземельными элементами. По сравнению с лавами вулкана Кизимен породы г. Шиш имеют более низкие содержания бария (Ba = 373 - 510 г/т), тория (Th = 0.6 - 1.5 г/т) и урана (U = 0.3 - 07 г/т) и повышенные содержания стронция (Sr = 395 - 554 г/т). Спектры распределения тяжёлых РЗЭ и иттрия в породах г. Шиш имеют горизонтальный вид в отличие от сложного W-образного спектра лав вулкана Кизимен (рис. 3 а). Распределение РЗЭ в породах г. Шиш отличается умеренным фракционированием лёгких редких земель относительно тяжёлых и средних  $(La/Yb_n = 3.5 - 4.6; La/Sm_n = 1.6 - 2.0)$  и слабым фракционированием тяжёлых РЗЭ (Dy/Yb<sub>n</sub> = = 1,0 - 1,3). По степени обогащения лёгкими РЗЭ и обеднения тяжелыми РЗЭ и иттрием породы

г. Шиш также обнаруживают сходство с Mg# андезитами северного фланга ЦКД (рис. 3 б).

#### Заключение

Полученные данные по геохимии пород палеовулкана г. Шиш подтверждают результаты геолого-съемочных работ [4] и указывают на присутствие магнезиальных пород среднего состава четвертичного возраста в пределах Восточного Вулканического пояса Камчатки. По содержаниям главных элементов, хрома, никеля, а также по степени обогащения лёгкими РЗЭ и обеднения тяжелыми РЗЭ и иттрием породы г. Шиш обнаруживают сходство с Mg# андезитами северного фланга ЦКД. Проявление магнезиального андезитового вулканизма в данном районе исключает его связь с особыми условиями субдукции — например, с режимом субдукционного окна [1, 7] или же с подъёмом астеносферной мантии в краевой части субдуцируемой плиты [13] и требует нового петрологического и геодинамического обоснования.

Работа выполнена при поддержке гранта ДВО РАН №12-III-А-08–168

#### Список литературы

- Авдейко Г. П., Палуева А. А., Кувикас О. В. Адакиты в зонах субдукции Тихоокеанского кольца: обзор и анализ геодинамических условий образования // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2011. Вып. 17. № 1. С. 45-60.
- Волынец О.Н., Овчаренко А.Н, Бояринова М.Е. и др. Первая находка магнезиальных андезитов А (Адак)типа на Камчатке // Геология и геофизика. 1998. Том. 39. № 11. С. 1553–1564.
- Волынец О.Н., Мелекесцев И.В., Пономарёва В.В. и др. Харчинский и Заречный вулканы — уникальные центры позднеплейстоценовых магнезиальных базальтов на Камчатке: вещественный состав вулканических пород // Вулканология и сейсмология. 1999. №1. С.31-45.
- Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:200 000. Изд. 2-е. Серия Восточно-Камчатская. Лист N-57-VI, N-58-I (гора Шиш). Объяснительная записка. Составители: Бояринова М. Е., Вешняков Н. А., Коркин А. Г., Савельев Д. П.. Редактор Б. А. Марковский. СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ. 2007. 172 с. +3 вкл.
- Горбач Н.В., Портнягин М.В. Геологическое строение и петрология лавового комплекса вулкана Молодой Шивелуч // Петрология. 2011. Том. 19. № 2С. 140–172.
- Горбач Н. В. Происхождение и эволюция магм вулканического массива Шивелуч (Камчатка) по геологическим и петролого-геохимическим данным. Автореф. канд. дис. геол.-мин. наук. Владивосток, 2013. 29 с.
- Перепёлов А.Б. Чащин А.А. Павлова Л.А. и др. Адакитовый, Мg# андезитовый и NEB магматизм деструктивных границ литосферных плит (Центральная Камчатская депрессия). Всероссийское совещание «Современные проблемы геохимии», Институт геохимии им. Виноградова А.П. СО РАН, Иркутск, 24–27 октября 2012 г. С.

- 8. Чурикова Т.Г., Иванов Б.В., Дж. Айкельбергер и др. 11. Portnyagin M.V., Bindeman I. N., Hoernle K., and Зональность по макро - и микроэлементам в плагиоклазе вулкана Кизимен (Камчатка) применительно к процессам в магматическом очаге. Вулканология и сейсмология. 2013. № 2. С. 22-47.
- 9. Bryant J. A., Yogodzinski G. M., Churikova T. G. High-Mg# and sitic lavas of the Shisheisky Complex, Northern Kamchatka: implications for primitive calcalkaline magmatism // Contributions to Mineralogy and Petrology, 2010.Vol. 161 No. 5. P. 791-810.
- 10. Ponomareva V. V., Kyle P., Pevzner M. M. et al. Holocene Eruptive History of Shiveluch Volcano, Kamchatka Peninsula, Russia. In: Volcanism and Subduction: The Kamchatka region. Eichelberger J., Gordeev E., Izbekov P., Lees J. Eds), AGU Geophysical Monograph, 2007. Vol. 172. P. 263-282.
- Hauff F. Geochemistry of primitive lavas of the Central Kamchatka Depression: magma genesis at the edge of the Pasific Plate. // Volcanism and Subduction: The Kamchatka region. Ed. J. Eichelberger, E. Gordeev, P. Izbekov, J. Lees. Geophysical Monograph Series, 2007.Vol. 173.Vol. 203-244.
- Chemical and isotopic Sun S.-s., McDonough W. F. 12.systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes / Eds. Saunders A. D., Norry M. J.. Magmatism in the ocean basins // Geol. Soc. London, Special Publ., 1989, №42, P. 313-345.
- 13. Yogodzinski G. M., Lees J. M., Churikova T. G. et al. Geochemical evidence for the melting of subducting oceanic lithosphere at plate edges. Nature, 2001. Vol. 409 P. 500-504.



УДК 551.21.032+528.74

В. Н. Двигало<sup>1</sup>, И. Ю. Свирид<sup>1,2</sup>, А. В. Шевченко<sup>1,2</sup>

<sup>1</sup> Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, г. Петропавловск-Камчатский e-mail:dvig@kscnet.ru

<sup>2</sup> Камчатский государственный университет имени Витуса Беринга, г. Петропавловск-Камчатский

# Аэрофотограмметрические исследования Нового трещинного Толбачинского извержения 2012–2013 гг.

В результате стереофотограмметрических измерений по материалам аэрофотосъёмочных работ и обработки спутниковых снимков ЕО-1 выполнена оценка геологического эффекта Трещинного Толбачинского извержения 2012–2013 гг. (ТТИ). Количественные параметры извержения определены на период с 27 ноября 2012 г. по 5 июня 2013 г. При сопоставлении полученных данных с известными для Северного и Южного прорывов Большого трещинного Толбачинского извержения 1975–1976 гг. выявлены различия, указывающие на неисследованные ранее особенности ТТИ 2012–2013 гг.

#### Введение

Трещинное Толбачинское извержение 2012 – 2013 гг. (ТТИ) началось после непродолжительной сейсмической подготовки 27 ноября 2012 г. в 17:15 по местному времени [1] с образования разрывов субмеридионального простирания на гребне северной части пологого увала [2], протянувшегося к ЮЗ от вершины Плоского Толбачика. В первые часы извержение происходило из жерл, возникших на протяжении всей новообразованной зоны разрывов, но уже к концу вторых суток локализовалось на двух участках: центральном, названном именем И. А. Меняйлова, и южном, получившем имя С. И. Набоко. Именно эти центры извержения стали источниками поступления на поверхность основного объёма лав и пирокластики.

#### Методика исследований

Определение количественных параметров ТТИ 2012-2013 гг., также как и БТТИ 1975-1976 гг., происходившего в этой же трещинной зоне, выполнено на основе стереофотограмметрической обработки аэрофотоснимков. За время извержения аэрофотосъёмка района ТТИ была выполнена три раза. Первая перспективная аэрофотосъёмка лавовых потоков произведена А. В. Сокоренко ручной камерой Canon EOS 20D около 14:00 29 ноября 2012 г., т.е. менее чем через двое суток после начала извержения. Повторные (плановые) аэрофотосъёмки всей площади извержения выполнялись В. Н. Двигало 13 декабря 2012 г. и 5 июня 2013 г. В этих двух случаях применялся топографический аэрофотоаппарат АФА-ТЭ 140, имеющий фокусное расстояние 139,53 мм и формат кадра 18×18 см. Съёмки производились с вертолёта Ми-8 на высоте 4200 м.

Стереофотограмметрическая модель затронутой извержением поверхности, соответствующая её состоянию до ТТИ 2012–2013 гг., была построена на основе аэрофотоснимков 19 сентября 1987 г. Планово-высотная подготовка всех снимков осуществлена посредством фотограмметрического сгущения опорной геодезической сети. За основу была взята сеть точек, созданная лабораторией геодезии Института вулканологии ДВНЦ АН СССР в 1975–1977 гг. [2]. Использовались также точки с известными отметками (надёжно опознанные на аэрофотоснимках) топографических карт масштаба 1:25 000.

Фотограмметрическая обработка плановых и перспективных стереопар выполнена в цифровой фотограмметрической системе РНОТОМОД 4.3.

Количественные оценки площадей и объёмов лав на 6 марта 2013 г. производились с использованием одиночного снимка спутника EO-1 (NASA). Чаще всего определить объём лав по одиночному снимку невозможно. Но в данном случае одна из особенностей ТТИ 2012-2013 гг. позволила обойти это ограничение. Она заключается в том, что в пределах лавового поля ТТИ оказалось много выступающих над свежей лавой фрагментов подстилающей поверхности (крупных и мелких шлаковых конусов, бугров и выступов старых лавовых потоков). По ортотрансформированному и масштабированному снимку ЕО-1 были легко определены контуры и площади выступающих над поверхностью свежих лавовых потоков элементов прежнего рельефа. Этих данных, при сопоставлении с ориентированной стереофотограмметрической моделью подстилающей поверхности, оказалось вполне достаточно для определения уровня, по который оказались залитыми лавой фрагменты исходного рельефа. Полученные таким образом мощности, а также площади новых лавовых потоков, измеренные по их контурам, позволяют вычислить близкую к достоверной цифру объёма. Точность подобных определений объёмов лав зависит главным образом от количества и расположения островков старой поверхности в пределах нового лавового поля. Конечно, точность таких оценок всегда будет ниже точности методов, основанных на использовании плотных цифровых моделей рельефа (ЦМР), но при отсутствии аэрофототопографических или спутниковых стереоскопических снимков высокого разрешения они могут быть вполне приемлемыми.

# Морфологические характеристики системы трещин

Все распознанные по аэрофотоснимкам 13 декабря 2012 г. разрывы разместились в интервале высот от 1460 до 2358 м. Общая длина зоны разрывов — 6 км. Её наибольшая ширина — не менее 350 м. Большая часть трещин, эксплозивных и эффузивных центров образовалась между нижним жерлом Меняйлова и конусом извержения 1941 г. (рис. 1). По-видимому, именно на этом участке протяжённостью 2 км произошло внедрение основного объёма магматического вещества в первые моменты извержения. От верхних лавовых жерл Меняйлова до подножия конуса 1941 г. на стереофотограмметрических моделях отчётливо просматривается лавовод. Его длина — 1200 м. По поверхности он трассируется трещинами (местами шириной более 10 м), эксплозивными и провальными формами. Вблизи конуса 1941 г. через трещину в кровле лавовода на глубине 20 м хорошо просматривается лава. В нижней части лавовода (в 430 м к северу от верхнего лавового жерла Меняйлова) над ним образовались провалы. Этот лавовод и жерла Меняйлова действовали только несколько первых суток, так как сопоставление изображений аэрофотосъёмки 13 декабря 2012 г. с полученными позже показало полную идентичность поверхности лавы в этих местах.

Продолжение разрыва в сторону Плоского Толбачика расположено в нижней части ЮВ склона конуса прорыва 1941 г. Здесь возникла трещина длиной 215 м. Вдоль трещины насчитывается 12 эффузивных жерл, из которых произошло очень кратковременное излияние потоков жидкой лавы.

Выше конуса 1941 г. чётко дешифрируются только одиночные трещины. На ближайшей к нему (в интервале высот 2150–2239 м, длина — 500 м), распознаётся не менее 9 эксплозивных и эффузивных жерл.

Следующие (выше по склону) следы разрывов проявились двумя отдельными проплавленными во льду воронками. Нижняя разместилась на высоте 2298 м. Её диаметр 20 м, средняя глубина 6 м. Верхняя — на отметке 2314 м — имеет глубину 5 м и размеры по верхней кромке 19×29 м.

Ближайшие к новой кальдере Плоского Толбачика трещины уверенно просматриваются до высоты 2358 м. Расстояние северной оконечности трещины (её видимого на стереомодели следа) от нижней точки дна кальдеры (отметка 2503 м) составило в плане — 2420 м, по высоте — 145 м.

Ниже жерл Меняйлова разрыв (с азимутом, близким к 200°) трассируется под СЗ склон конуса Красный, где, резко изменив направление (до азимута около 220°), распространяется от него к ЮЗ не менее чем на 900 м. Вдоль этого участка трещины в процессе извержения происходили наиболее интенсивные выбросы пирокластики, образовавшей группу конусов Набоко и клешнеобразную пристройку к ЮЗ склонам конуса Красный. Здесь же излился основной объём лав.

# Характеристики последствий эффузивной деятельности

Количественные данные по площадям, покрытым новыми потоками лавы, их объёмам на каждую дату определений и средним расходам лавы, приведены в таблице и на графике (рис. 2). Объёмы изверженных лав и пирокластики на все даты аэрофотосъемок определялись по ЦМР. На данном этапе обработки аэрофотоснимков средняя плотность точек ЦМР составляет 350 на 1 км<sup>2</sup>. По нашим оценкам погрешности определения объёмов в этом случае не превышают 2%. Точность определений объёма лав на 6 марта 2013 г. существенно ниже, т.к. оценка мощностей производилась только по относительно редким выступающим элементам подстилающей поверхности. Однако, возможная погрешность для объёма лавовых потоков на 6 марта 2013 г. не должна быть более 7%.

Из нижней половины трещины, расположенной в интервале высот 2150-2239 м, излились маломощные (толщиной от 1 до 4м), потоки лавы. Объединившись на высоте 2145 м в один поток, лава распространилась вниз по склону вдоль русла существовавшей здесь до извержения промоины на 1900 м до отметки 1874 м. Весь объём лавы этого потока составил 480 000 м<sup>3</sup>. Небольшое количество лавы излилось из трещины, возникшей в нижней части ЮВ склона конуса прорыва 1941 г. Маломощные (не более 1 м) потоки, практически соприкасаясь, одновременно излились из трещины и, достигнув основания конуса, выплеснулись на поверхность лавового потока из жерл вышерасположенной трещины. Максимальная длина этой группы потоков равна 105 м (в плане). Их общая ширина — 230 м. Объём — не более 12 400 м<sup>3</sup>.

Лавовое поле Водопадное главным образом сформировалось в первые двое суток извержения, достигнув к 29 ноября 2012 г. площади 5,65 км<sup>2</sup> и объёма 0,027 км<sup>3</sup>. К 5 июня 2013 г. лавовое поле увеличилось по площади до 6,17 км<sup>2</sup>, в объёме — до 0,043 км<sup>3</sup>. Прирост поля произошёл преимущественно за счёт деятельности лавовых бокк, возникших у подножия северного шлакового конуса из группы Набоко.



Рис. 1. План расположения трещинной зоны, эксплозивных жерл и лавовых потоков ТТИ 2012–2013 гг. на склоне вулкана Плоский Толбачик (по состоянию на 5 июня 2013 г.): 1 — лавовые потоки прорыва 1941 г.; 2 — лавовое поле ТТИ 2012–2013 гг.; 3 — высотные отметки; 4 — зияющие трещины; 5 — провальные воронки.

Лавовое поле Ленинградское формировалось с первых моментов извержения. К 29 ноября 2012 г. длина поля от жерл Меняйлова по осевой линии составила 10 км, ширина в самом широком месте – 1,6 км. На эту дату площадь поля — 8,67 км $^2$ , объём — 0,045 км<sup>3</sup>. Через 14 суток (13 декабря 2012 г.) Ленинградское лавовое поле достигло наибольшей длины — 17,8 км. Его фронт оказался в 480 м к югу от центра кратера сопки Белая Горка. Площадь поля равна 17,04 км<sup>2</sup>, объём — 0,208 км<sup>3</sup>. К 5 июня 2013 г. площадь поля увеличилась до 22,44 км<sup>2</sup>, объём возрос до 0,397 км<sup>3</sup>. В отличие от Водопадного поля лавы, образованного несколькими потоками и имеющего наибольшие мощности до 10 м, Ленинградское лавовое поле сформировано множеством наслаивающихся и переплетающихся потоков. Мощности лавового поля меняются от 69м на участке между конусами Красный и Клешня до 5-15 м на фронте у сопки Белая Горка.

Нагромождение лав между конусом Красный и конусом Клешня привело к образованию ещё одной ветви лавового поля ТТИ 2012–2013 гг. Поток, давший начало формированию Толудского лавового поля, огибая восточные склоны конуса Клешня стал изливаться в ЮВ направлении 25 декабря 2012 г. К 5 июня 2013 г. он имел вблизи конуса Клешня (отметка поверхности 1 585 м) ширину 340 м и мощность до 53 м. На фронте Толудское лавовое поле увеличилось до ширины 3800 м. Отдельные потоки фронтальной части лавового поля спустились до высот, близких к 1100 м. Длина поля на плане — 4260 м. Площадь — 6,6 км², объём лавы — 0,08 км³.

Границы лавового поля ТТИ 2012–2013 гг. на 5 июня 2013 г. показаны на рис. 1.

Итоговый объём изверженного при ТТИ 2012 -2013 гг. эффузивного материала будет определён в дальнейшем по результатам обработки материалов будущих аэрофотосъёмочных работ. В настоящее время возможно лишь предполагать его окончательное значение, исходя из существующих данных. Поскольку средний расход между двумя последними датами измерений (6 марта 2013 г. и 5 июня 2013 г.) составлял 19 м<sup>3</sup>/с, мы можем утверждать, что до самого конца извержения (17 сентября 2013 г.) расход не превышал эту величину, и, соответственно, предельный итоговый объём лавовых потоков ТТИ 2012-2013 гг. не может быть больше 0,69 км<sup>3</sup>. Но так как расход к концу извержения неизбежно уменьшался, то наиболее вероятное значение величины этого объёма находится в пределах 0,55-0,65 км<sup>3</sup>.

#### Заключение

Наибольшую интенсивность извержение имело в первые двое суток (при среднем расходе лавы  $440 \text{ m}^3/\text{c}$ ), когда вдоль всей зоны трещин действовало наибольшее количество лавовых жерл. В последующие две недели расход снижался (среднее значение  $140 \text{ m}^3/\text{c}$ ). Со второй половины декабря 2012 г. по июнь 2013 г. излияние лав происходило

Дата получения исходных материалов	Площадь лавовых потоков, км <sup>2</sup>	Объём лавы, км <sup>3</sup>	Расход лавы, м <sup>3</sup> /с
29 ноября 2012 г.	14,46	0,072	440
13 декабря 2012 г.	22,83	0,243	140
06 марта 2013 г.	28,74	0,370	18
05 июня 2013 г.	35,23	0,520	19

Количественные характеристики Трещинного Толбачинского извержения в период с 29.11.2012 г. по 5.06.2013 г.



Рис. 2. График изменения объёма лавовых потоков за первые полгода ТТИ 2012-2013 гг.

почти равномерно — с расходом близким к 18 м<sup>3</sup>/с. щинного Толбачинского извержения 2012–2013 гг. Извержение было преимущественно эффузивным. не изменился. За 6 месяцев излилось 0,52 км<sup>3</sup> лавы, которой была покрыта поверхность площадью 35,23 км<sup>2</sup>. Объём пирокластики на удалении до 1,5 км от зоны новых трещин не превысил 0,1 км<sup>3</sup>.

ТТИ 2012–2013 гг., происходившее, как и БТТИ 1975–1976 гг., на склоне Плоского Толбачика, и в некоторых чертах напоминающее события 36-летней давности, имеет ряд отличительных особенностей. Так, колодцеобразный провал в малой вершинной кальдере Плоского Толбачика, грируя сначала в районе Северного прорыва с ЮЗ увеличившийся в объёме в период 1975-1976 гг. на СВ в 2 км зоне, а затем локально в районе Юждо 0,347 км<sup>3</sup> (с 0,022 км<sup>3</sup> перед БТТИ) за время Тре- ного прорыва (в 10 км к ЮЗ).

Трещинная зона ТТИ 2012-2013 гг. образовалась практически мгновенно. На протяжении всей зоны трещин первое время одновременно действовало множество эксплозивно-эффузивных жерл. В начальный период БТТИ центры извержений возникали последовательно, как в пространстве, так и во времени — на протяжении более 2-х месяцев (с 6 июля по 17 сентября 1975 г.) и на сравнительно коротких поверхностных трещинах (200-600 м), миТТИ 2012–2013 гг. имело преимущественно эффузивный характер, при этом вокруг жерл трещинной зоны возникло множество мелких шлаковых образований высотой до 15 м и группа конусов Набоко, высотой до 123 м, с общим объёмом 0,02 км<sup>3</sup>. Извержение Северного прорыва БТТИ характеризуется мощной эксплозивной деятельностью, с образованием шлаковых конусов высотой до 300 м и объёмом пирокластики в конусах и на прилегающих территориях около 0,5 км<sup>3</sup>. Потоками лавы Северного прорыва была покрыта площадь 8,86 км<sup>2</sup> с объёмом 0,223 км<sup>3</sup>.

Напротив, извержение Южного прорыва БТТИ имело ярко выраженный эффузивный характер и продолжалось 15 месяцев. Это привело к образованию лавового покрова площадью 35,87 км<sup>2</sup> с объёмом 0,968 км<sup>3</sup> и небольшого шлакового конуса высотой 165 м, объёмом 0,012 км<sup>3</sup>. Как мы можем видеть, площадь лавового поля ТТИ 2012–2013 гг. на 5 июня 2013 г. (35,23 км<sup>2</sup>), почти соответствует таковой для Южного прорыва БТТИ — при почти вдвое меньшем (0,52 км<sup>3</sup>) объёме лав. Распространение вдвое меньшего объёма лав на той же площади произошло в связи с существенно большими уклонами подстилающей поверхности района нового извержения.

Объяснение только последней особенности ТТИ 2012 – 2013 гг. лежит на поверхности. Остальные, по всей вероятности, являются проявлениями глубоких различий в механизме извержения. По мнению авторов настоящей статьи, главная отличительная особенность ТТИ 2012-2013 гг. по сравнению с БТТИ заключается в характере внедрения магматического вещества в трещинную зону района извержения. Если для БТТИ этот процесс был растянут во времени так, что сейсмические сигналы, связанные с внедрением магмы были зарегистрированы ещё за 9 дней до извержения, то ТТИ 2012-2013 гг. началось через 15 часов после регистрации сейсмических предвестников. Отличительной особенностью этих предвестников является расположение их эпицентров не в месте извержения (как в случае БТТИ), а в ЮВ секторе постройки вулкана Плоский Толбачик (в 3-5 км от жерл Меняйлова) [3].

Также следует ещё раз отметить контраст преимущественно эксплозивного начального периода БТТИ (Северный прорыв) и сугубо эффузивной деятельности первых дней ТТИ 2012–2013 гг. Расход лавы за первые двое суток ТТИ 2012–2013 гг. на порядок превышает расход твёрдого вещества при формировании первого шлакового конуса БТТИ [2]. Причем в это же время (27–28 ноября 2012 г.) происходит огромный выброс SO<sub>2</sub> — около 10<sup>4</sup> тонн [1]. Сочетание относительно спокойного излияния лавы (коэффициент эксплозивности около 3% [1]) и колоссальной эмиссии газов (SO<sub>2</sub>) при ТТИ 2012–2013 гг. является парадоксальным.

По всей видимости, отделение значительной части газовой составляющей магмы произошло под землей. По предположению авторов первоначальное внедрение магмы с большой глубины произошло в стороне от района извержения в ослабленный приповерхностный горизонт. Дегазация в пространство этого горизонта произошла вследствие падения давления при быстром подъёме магмы. Свидетельством высокой скорости подъёма магматического расплава являются структурные особенности пород ТТИ 2012–2013 гг. [4]. Лавинообразно растущее давление газов вызвало латеральное движение дегазированного магматического расплава по ослабленному магмопроводящему горизонту.

Морфологические особенности ТТИ 2012-2013 гг. указывают на то, что его начальный период происходил по сценарию гидравлического удара. По характеру трещинной зоны мы можем заключить, что фронт данного гидравлического удара был локализован там, где она имеет наибольшую ширину и где произошли излияния первых лавовых потоков - в районе жерл Меняйлова. В этом же месте 27 ноября 2012 гг. в 17:15 было зарегистрировано сильное  $(K_{\rm s} > 9)$  поверхностное землетрясение, охарактеризованное в работе [1] как свидетельство начала извержения. Давление на фронте ударной волны оказалось достаточным для образования алмазов, обнаруженных в лавах ТТИ 2012-2013 гг. [5]. В дальнейшем, при раскрытии трещинной зоны, ареал излияния магматического вещества распространился по ней на юг вниз по склону до уровня 1700 м, где уже при более спокойном характере выноса были сформированы наиболее крупные лавовые потоки и конусы.

#### Список литературы

- Гордеев Е.И., Муравьёв Я.Д., Самойленко С.Б. и др. Трещинное Толбачинское извержение в 2012–2013 гг. Первые результаты // ДАН. 2013. Том. 452. № 5. С.562–566.
- Большое трещинное Толбачинское извержение (Камчатка 1975–1976) / Отв. ред. Федотов С.А. М.: Наука, 1984. 637 с.
- 3. Ермаков В.А., Гонтовая Л.И., Сенюков С.Л. Предварительная модель нового Толбачинского извержения (50 лет ИВиС), полученная по комплексу геолого-геофизических данных / Материалы региональной конференции, посвященной дню вулканолога 29–30 марта 2013 г./ Отв. редактор Гордеев Е.И. // ИВиС ДВО РАН. Петропавловск-Камчатский. 2014. С. 63-72.
- Волынец А. О., Мельников Д.В., Якушев А.И. Первые данные о составе продуктов трещинного Толбачинского извержения им. 50-летия ИВиС (Камчатка) // ДАН. 2013. Т 452. № 3. С. 303–307
- Аникин Л. П., Сокоренко А.В., Овсянников А.А., Сидоров Е.Г., Дунин-Барковский Р. Л., Антонов А.В., Чубаров В.М. Находка алмаза в лавах Толбачинского извержения 2012–2013 гг. / Материалы региональной конференции, посвященной дню вулканолога 29– 30 марта 2013 г./ Отв. редактор Гордеев Е.И. // ИВиС ДВО РАН. Петропавловск-Камчатский. 2014. С. 20-23.



УДК 551.231

В. А. Дрознин, И. К. Дубровская, С. А. Чирков

Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, г. Петропавловск-Камчатский e-mail: dva@kscnet.ru

# К расчёту выноса тепла по данным тепловизионных исследований (на примере вулкана Мутновский, Камчатка)

Применение цифрового тепловизора при исследовании вулканов требует поиска соотношений параметров тепломассобмена с регистрируемой температурой поверхности. Естественным является расчёт радиационных теплопотерь. В статье предлагается и используется расчёт аномального (дополнительного) радиационного теплопотока от гидротермальных аномалий, показана возможность расчёта через радиационный поток теплопотерь на распределённых источниках типа «парящий грунт». Локализованы места изменения конфигурации термоаномалий в период между тепловизионным аэросъёмками 2009 и 2013 гг.

#### Объект исследования

Вулкан Мутновский с геологических позиций описывается [3] как «хребтообразный горный массив, состоящий из четырёх усечённых небольшими вершинными кальдерами конусов-стратовулканов (Мутновский 1-4). Он начал свою деятельность в позднечетвертичное время (60-80 тыс. л. н.) и развивался по устойчиво повторяющейся схеме: рост конуса — образование провала на вершине (вершинной кальдеры или крупного кратера) — рост внутрикальдерной постройки и полное затухание конуса, после чего происходило смещение магмовыводящего канала, и цикл повторялся на новом месте. Три ранних конуса Мутновского сложены породами ряда: базальт — андезит — риодацит, четвёртый базальтами. Объём конусов был М-1 — 56 км<sup>3</sup>; М-2 —  $24 \text{ км}^3$ , М- $3 - 5 \text{ км}^3$ ; М- $4 - 3,8 \text{ км}^3$ . Время деятельности М-2 — 30-40 тыс. л. н.; М-4 от 11 тыс. л. н. Позднейший этап деятельности вулкана Мутновский в основном был связан с Активной Воронкой – молодым взрывным кратером, возникшим на общем гребне кальдеры М-3 и Кратера М-4. С Активной Воронкой, вероятней всего, связаны отложения крупного эксплозивного извержения, произошедшего 1,2-1,3 тыс. л.н.

С момента возникновения Активная Воронка является местом проявления интенсивной фумарольной деятельности и центром периодические эксплозивных извержений. С первого, в 1848 г. зафиксированного в литературе извержения, произошло около 15 извержений с интервалом от 1–2 лет до 44 лет. Все извержения носили взрывной характер с выносом резургентного материала с примесью ювенильного магматического вещества андезито базальтового состава.

Из последних эруптивных событий отметим:

 короткое извержение в последние дни 1960 г.первый день 1961 г.

– 17 марта 2000 г. фреатические взрывы в Активной Воронке и в кратере конуса М-4; приведшие к обновлению крутосклонного кратера с образованием горячего озера. (замёрзло зимой 2001/2002 г.; весной оттаяло, а зимой 2003/2004 г. окончательно замёрзло).;

 – 23 декабря 2012 г. парогазовый выброс с пеплом (сообщение В. Татищева)

 – 3 июля 2013 г. выбросы пепла со дна активной воронки (сообщение Ф. Фарберова).

Вулкан характеризуется высокой газо-гидротермальной активностью, которая проявляется на четырёх участках: Активная Воронка, поля Донное, Верхнее и Западное (последнее было выделено тепловой съёмкой 2007 г.). Взаимное расположение этих полей показано на термограмме рис. 1, полученной тепловизором Flir ThermaCAM Р 640 во время аэросъёмки 24 сентября 2013 г.

#### Методика измерений выноса тепла

Исследования тепловой мощности вулкана начались в конце 50-х годов в рамках программы поиска геотермальных ресурсов в окрестностях г. Петропавловска-Камчатского.

По способам измерений термопроявления классифицировались на сосредоточенные и распределённые. Сосредоточенные — это фумаролы (паровые струи) и тёплые ручьи (реки). Распределённые это вынос тепла и газа через грунт к дневной поверхности, в частности, с образованием участков типа «парящий грунт».

Так в 1981 г. из общего количества тепла 380 МВт, выделяющегося в атмосферу в кратере вулкана Мутновский (без учёта выноса тепла из Активной Воронки), 85% выносится парогазовыми струями,



**Рис. 1.** Термограмма гидротермальных проявлений Мутновского вулкана: 1 — Верхнее поле, 2 — Донное поле, 3 — Западное поле, 4 — Активная воронка

8,6% — с водой р. Вулканная, 3,4% — с поверхности горячих водоёмов, 2,6% — рассредоточенным парением и лишь менее 1% — кондуктивным теплопотоком через грунт [2].

Способ расчёта интенсивности выноса тепла паровыми струями с помощью тепловизора был предложен в работе [3]. Тепловая мощность оценивалась по превышению температуры в шлейфе над температурой в окружающем воздухе. В последствии было показано [5], что рассчитанная тепловая мощность существенно, до 30% больше продуцируемой непосредственно вулканом, т. к. в расчётное значение входит тепловая мощность, выделяемая при конденсации пара в паровом шлейфе.

Теплоотдача с открытых водоёмов, происходящая в основном за счёт испарения, рассчитывается через температуру поверхности водоёма, которая непосредственно может быть измерена тепловизором.

На практике наиболее трудоёмкой оказалась работа по измерения распределённого теплопотока.

Для определения теплопотока от распределённых термопроявлений измерялась [2] температура грунта и строились распределения температур на различных глубинах: 15, 50, 100 см. Там, где видимая разгрузка термальных флюидов не наблюдалась (сопровождается линейному росту температуры с глубиной), тепловой поток рассчитывался по формуле

$$q = \lambda (T_{100} - T_{15}) / 0.85 \text{ Bt/m}^2,$$

теплопроводность принималась  $\lambda = 0.4 \text{ Br}/(\text{m}^2 \cdot \text{K});$  $T_{100}$  и  $T_{15}$  температуры на глубине 100 и 15 см в градусах С.

В большинстве пунктов измерения градиент температуры с глубиной уменьшался, теплопоток рассчитывался по эмпирической формуле Даусона [4], полученной при использовании тепломеров различных конструкций, специально разработанных для выполнения непосредственного измерения теплопотока

$$q = 5.18 \cdot T_{15}^4 \cdot 10^{-10} \text{ BT/m}^2$$

Для больших потоков предлагается формула расчёта теплопотока по глубине — d размещения температуры 97° С (температура кипения на высоте термопроявления).

$$q = 9800/d^{1,05} \text{ Bt/m}^2.$$

С помощью тепловизора можно измерить только температуру поверхности. Поэтому необходимо иметь зависимость теплопотока от температуры поверхности грунта. Существование возможности такой зависимости демонстрирует рис. 2, построенный по данным работы [4].

На рис. 2 также нанесены экспериментальные данные по измерению теплопотока в кратере вулкана Авача (1964 г.). Для сравнения на рис. 2 приведена кривая радиационного потока тепла с нагретой поверхности в среду с температурой 15° С

$$Q_{\rm r} = \sigma (T_s^4 - T_a^4)$$

и обобщающая экспериментальные данные линия, рассчитанная через радиационный поток по формуле

$$Q_{\text{pacy}} = 2,3Q_{\text{r}}.$$

**Примечание.** Измерения выноса тепла на вулкане Авача производилось устройством, выполненным в виде жестяного цилиндра со встроенным в него конусом, обращённым вершиной вниз. Цилиндр устанавливался на термоплощадку. В конус закладывался снег; под конус ставилась ёмкость (банка). Пар, выходящий из грунта в цилиндр, конденсировался на поверхности конуса и собирался в ёмкость; снег в конусе таял. Таким образом расчёт интенсивности теплопотока дублировался.

#### Радиационный поток

Вынос тепла излучением или радиационный поток определяется через температуру поверхности источника и температуру принимающей поверхности. В качестве температуры принимающей поверхности обычно используют температуру окружающей среды (воздуха), или можно использовать температуру нижней границы облачности или что-то подобное. В соответствии с нашей задачей измерения аномального потока надо использовать температуру фона или пороговое (пограничное) значение температуры.



Рис. 2. Зависимость выноса тепла от температуры поверхности гидротермоаномалии.

Таблица 1. Характерные температуры к термограммам рис. 3.

		$T_{cp}$	$T_{{\scriptscriptstyle {\it M}}{a}{\kappa}{c}}$	Тмин -	изотерма		
					низ	верх	порог
2009	Активная воронка	-5,6	130	-14	2	15	-2
	Донное + Верхнее	-6,2	106,5	-12,7	2	15	-2
2013	Активная воронка	-0,8	115	-8,9	6	14	0
	Донное + Верхнее	-2,8	85,5	-9	6	14	0

Таблица 2.	Характеристики	аномального	радиационного	потока.
------------	----------------	-------------	---------------	---------

	температура	Активная воронка		Донное+Верхнее	
	>° C	площадь, м $^2$	МВт	площадь, м <sup>2</sup>	МВт
	4° C	10 000	3,26	12 240	2,84
2009	15° C	2280	2,34	2900	1,65
	$50^{\circ} \mathrm{C}$	200	0,38	115	0,25
	4° C	18500	4,12	14500	2,08
2013	15° C	3150	2,71	1850	1,12
	$50^{\circ} \mathrm{C}$	250	0,50	90	0,18

В штатной программе обработки термоизображе- пороговое значения температуры. Для этого надо ний ThermaCAM Researcher имеется опция «изотерма», применение которой позволяет контрастным цветом выделить область площади, расположенную в пределах задаваемых границ температур. С помощью этой опции визуально можно определить

верхнюю границу «изотермы» установить так, чтобы более высокие температуры термоаномалии были видны. Нижнюю температуру «изотермы» будем понижать.



Рис. 3. Сравнение термограмм за 2009 и 2013 г.

Естественно внутренняя область, соответствующая высоким температурам термоаномалии, будет оставаться неизменной, а площадь «изотермы» будет увеличиваться. Как правило, термоаномалии локальны и их площади не связаны. Какое-то время при расширении «изотермы» она как бы повторяют их контуры, но потом все локальные зоны оказывают связанными. Переход от несвязанных контуров к связанной области отражает значение искомой пороговой температуры.

На рис. 3 показаны термограммы термопроявлений Мутновского вулкана с изотермами, соответствующими начальным положением изотермы при поиске порогового значения.

Другим вариантом нахождения пороговых температур является анализ гистограмм распределения температур. С учётом точности построения 0,01%

и максимально возможного в программе ThermaCAM Researcher количества диапазонов -62, расчёт был выполнен был выполнен для диапазона температур от -15 до  $65^{\circ}$  С с дискретностью  $2^{\circ}$  С, т.е. для 40 диапазонов. Анализировались графики рис. 4 изменения доли площади в зависимости от температуры диапазона и изменение отношения площади занятой температурой диапазона к суммарной площади более высоких температур (для использования единой шкалы отношение увеличено в 10 раз).

Видно, что доля площади монотонно растёт с понижением температуры, по «отношению» можно выделить пороговое значение в 10° С, когда темп роста существенно изменяется. Полученное значение согласуется и с пороговыми значениями в табл. 1, поэтому в формуле расчёта аномального радиационного потока принято  $T_a = 273 + 1 = 274$  К.



Рис. 4. Доля площади круга (рис. 3) в зависимости от температуры.



Рис. 5. Температуры термограмм во время полёта 24 сентября 2013 г.

В табл. 2 вынесены итоговые значения аномального радиационного потока. Различия по годам скорее характеризует точность расчёта по изображению центрального типа, чем изменения во времени.

### Анализ изображений

Не смотря на то, что как указывалось выше, доля радиационного потока мала в общем выносе тепла именно структура радиационного потока (температуры) отражает изменение интенсивность теплообмена. Два основных фактора мешают выполнению сравнительного анализа разновремённых термограмм. Это солнечная радиация (авиаполёты возможны только днём) и отображение горной поверхности в виде центральной поверхности.

На рис. 5 приведены графики изменения температур во время полёта 24 сентября 2013 г. максимальной и средней на изображении (на оси абсцисс — время после 10:00). Пики максимальной температуры в пределах 50–52 минут соответствуют пролёту над термоаномалиями Мутновского вулкана, а в районе 55:40–56:10 над термопроявлением Дачные.

Примечательно, что средняя температура термограмм не увеличивается над термоаномалиями. Максимум средней температуры зависит не от наличия термоаномалий (они относительно малы по площади), а от солнечной радиации, при этом минимум средней температуры зависит и от абсолютной высоты поверхности.



Рис. 6. Профиль температур через место пеплогазовой эксплозии, произошедшей 03.07.2013. (Разрешение 1,7 м/pl)

Из-за использования центральной проекции нель- Список литературы зя переносить конкретную изотерму для разновремённых изображений на один рисунок. Увидеть изменения температурных полей можно, сравнивая два изображения. Так, например, сравнивая термограммы за 2009 и 2013 гг. (рис. 3) можно увидеть:

 уменьшение в 2013 г. на изображениях Донного поля (в центре круга) — высокотемпературной аномалии в центре выделенной площади.

– появление в 2013 г. на изображениях Активной воронки высокотемпературной аномалии в северной и в центре выделенной площади. Последняя, вероятно, является следствием эксплозии 3 июля 2013 г. На рис. 6 показан профиль температур через это место.

Благодарность. за поддержку и участия в проведении работ авторы выражают Я. Д. Муравьёву, постоянному инициатору и организатору полевых исследований.

- 1. Гордеев Е.И., Дрознин В.А Температура эксплозивного шлейфа извержения вулкана Корякский в 2009 г. ДАН 430 №3, cc349–351
- 2. Муравьёв А. В., Поляк Б. Г., Турков В. П., Козловцева С.В. Повторная оценка тепловой мощности фумарольной деятельности на вулкане Мутновский (Камчатка). // Вулканология и сейсмология, 1983, № 5, cc 51-63.
- 3. Селянгин, О. Б. К вулканам Мутновский и Горелый: вулканологический и туристический путеводитель / Селянгин О.Б.. – Петропавловск-Камчатский: Холд. комп. «Новая книга», 2009. — 108 с.
- 4. Dawson G.B. The nature and assessment of heat flow from hydrothermal arrears.//N.Geol Z.J..Geoph.1964, Vol. 7, № 1, P. 155–171
- 5. E.I Gordeev, Droznin V. A., N.A, I.K. Dubrovskaya. Estimate of mass flow in gas plumes from the 2010-2012 eruptions of Gorely Volcano, Kamchatka // IAVCEI, 19-24 July, Kagoshima, 2013



УДК 550.34 552.321.6+552.335

Т. С. Ерёмина, С. А. Хубуная, А. В. Колосков, С. В. Москалёва

Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, г. Петропавловск-Камчатский

# Известково-щелочные и субщелочные базальты и андезибазальты вулканов Ключевской, Харчинский и Плоский Толбачик (ТТИ-50) вулканические продукты разноглубинной мантии

Одной из проблем магматической петрологии и геохимии является выяснение причин поперечной геохимической зональности в островных дугах [11, 12]. Известно, что поперечная геохимическая зональность поперёк островной дуги выражается в смене толеитовых (низкокалиевых) базальтов на известково-щелочные (среднекалиевые) и субщелочные (высококалиевые), с востока на запад. В районе Ключевской группы вулканов эта закономерность нарушается, так как здесь на ограниченной площади встречены продукты известково-щелочных и субщелочных (трахибазальтовых) магм.

#### Введение

В сообщении даётся сравнительный изотопногеохимический анализ продуктов извержений вулканов района Ключевской группы. Они изливались в непосредственной близости друг от друга, практически одновременно, но при этом относятся к разным геохимическим типам пород.

Объектами исследования являются известковощелочные и субщелочные базальты и андезибазальты вулканов Ключевской, Харчинский и Плоский Толбачик, Северный прорыв БТТИ, извержение ТТИ-50 (рис. 1).

В районе Ключевской группы вулканов центры излияний известково-щелочных высокомагнезиальных, магнезиальных, глинозёмистых базальтов и андезибазальтов (вулкан Ключевской), высокомагнезиальных базальтов (Северный прорыв БТТИ), глинозёмистых базальтов вулкана Плоский Толбачик и субщелочных базальтов, андезибазальтов вулкан Плоский Толбачик (ТТИ-50) расположены в непосредственной близости друг от друга. В некоторых случаях продукты магнезиальных и трахибазальтовых магм образовались в одно и то же время (БТТИ – Северный и Южный прорывы). Позднеплейстоценовый вулкан Харчинский, расположенный вблизи вулкана Ключевской, сложен преимущественно высокомагнезиальными, магнезиальными базальтами и андезибазальтами. Они по своим петрографическим и геохимическим особенностям близки к аналогичным породам вулкана Ключевской.

Магнезиальные и глинозёмистые базальты и андезибазальты вулкана Ключевской и высокомагнезиальные, магнезиальные базальты и андезибазальты вулкана Харчинский в литературе рассмотрены достаточно подробно [3, 7, 8], поэтому мы остановимся только на результатах новых изотопно-гео-

химических данных, в том числе по трахиандезибазальтам TTИ-50.

На классификационной диаграмме вулканические породы группируются следующим образом (рис. 2):

 северный прорыв БТТИ — высокомагнезиальные базальты;

вулкан Харчинский — высокомагнезиальные базальты и андезибазальты;

 вулкан Ключевской — высокомагнезиальные, магнезиальные и глинозёмистые базальты и андезибазальты;

– ТТИ-50 — трахиандезибазальты.

Высокомагнезиальные и магнезиальные базальты и андезибазальты вулканов Харчинский и Ключевской всегда порфировые породы (рис. 3). Высокомагнезиальные базальты БТТИ — субафировые. Все они схожи по своему минеральному составу. Среди фенокристаллов присутствуют высокомагнезиальные оливины и клинопироксены в различных соотношениях. Оливин, как правило, преобладает. Эти оливины неравновесны с химическим составом пород, в которых они находятся. В тоже время они могут быть равновесны к составам мантийных выплавок [7].

Геохимическая близость глинозёмистых и магнезиальных андезибазальтов отражена в их минеральном составе. Так же, как и высокомагнезиальные базальты, магнезиальные и глинозёмистые андезибазальты характеризуются присутствием вкрапленников неравновесного высокомагнезиального оливина и клинопироксена. Но они более редки и соседствуют с крупными лейстами и таблицами основного плагиоклаза (рис. 4). Соотношения между темноцветными минералами и плагиоклазом во вкрапленниках — разные, но чаще сопоставимые, без резкого доминирования одних над другими.



Рис. 1. Космический снимок района Ключевской группы вулканов и вулкана Харчинский



**Рис. 2.** Составы пород вулканов Ключевской, Харчинский, района Плоского Толбачика на классификационной диаграмме (K<sub>2</sub>O + Na<sub>2</sub>O)/SiO<sub>2</sub> [6]. Условные обозначения: 1 — магнезиальные базальты, андезибазальты вулкана Харчинский; 2 — глиноземистые андезибазальты вулкана Ключевской; 3 — магнезиальные, высокомагнезиальные базальты, андезибазальты вулкана Ключевской; 4 — магнезиальные базальты Северного прорыва БТТИ; 5 — трахиандезибазальты (ТТИ-50)





Рис. 4. Микрофотографии магнезиальных и глинозёмистых андезибазальтов Ключевского вулкана

Балансовые расчёты, проведённые над высокомагнезиальными базальтами прорыва Булочки и андезибазальтами эксплозивного конуса Цирк показали 100% петрохимическую сходимость расчётного и реального составов андезибазальтов прорыва Цирк, за счёт удаления части ОІ и Срх из высокомагнезиальных базальтов Булочки [7].

Следует подчеркнуть, что для выяснения генезиса порфировых пород необходимо привлекатьсоставы минералов. Исходный состав порфировых пород всегда вызывает вопросы, так как порфировые магмы почти всегда подвержены процессам криталлизационно-гравитационной дифференциации [2, 7].

Близость условий кристаллизации магнезиальных и глинозёмистых андезибазальтов из одного источника хорошо видно на вариационных диаграммах, отражающих зависимость содержаний SiO<sub>2</sub> от магнезиальности оливинов (рис. 5), содержаний СаО от магнезиальности оливинов. Во всех рассматриваемых базальтах ОІ кристаллизуется на ликвидусе базальтового расплава и заканчивает кристаллизоваться в основной массе породы. Таким образом, рассмотрев историю кристаллизации ОІ можно понять и историю становления изучаемых пород.

Как следует из рис. 5, содержание SiO<sub>2</sub> в Ol всех пород монотонно падает с уменьшением магнезиальности Ol. При этом составы оливинов также одинаково изменяются от Fo 41 до Fo 37–38 во всех рассматриваемых вулканитах. Концентрации Cr и Ni в оливинах всех рассматриваемых вулканитов также одинаково падают с уменьшением его магнезиальности, а Со и Мп напротив — возрастают.

Особенно это хорошо видно на вариационных диаграммах содержания CaO от магнезиальности Ol (рис. 6). Здесь все вулканиты, вне зависимости от возраста и места извержения, характеризуются одинаковыми яркими особенностями, свидетельствующими об их совместном генезисе:

1. Среди оливинов всех пород присутствуют кристаллы, которые не могли кристаллизоваться из расплава соответствующего составу породы, в которой эти оливины находятся — неравновесные оливины [7].

2. Во всех оливинах содержание CaO сначала незначительно падает, с падением магнезиальности оливина, а затем резко возрастает — после 80 номера.

Такая же зависимость содержаний CaO от магнезиальности оливинов наблюдается и в высокомагнезиальных и магнезиальных базальтах и андезибазальтах вулкана Харчинский (рис. 7). Здесь, как и в высокомагнезиальных, магнезиальных и глинозёмистых базальтах и андезибазальтах вулкана Ключевской фиксируются неравновесные оливины и резкое возрастание содержаний кальция в оливинах после 80 номера их магнезиальности. Очевидно, что источник исходных расплавов для всех рассматриваемых пород был один и тот же.



**Рис. 5.** Зависимость содержания SiO<sub>2</sub> в Ol от его магнезиальности в высокомагнезиальных базальтах, магнезиальных и глинозёмистых андезибазальтах вулкана Ключевской и Северного прорыва БТТИ. *Условные обозначения*: розовым и синим цветами показаны фигуративные точки составов оливинов равновесных и неравновесных с составом породы соответственно.





**Рис. 6.** Зависимость содержания CaO в оливине от его магнезиальности в магнезиальных и глинозёмистых базальтах и андезибазальтах вулкана Ключевской. *Примечание*: цвета фигуративных точек соответствуют указанным в условных обозначениях к рис. 5.


**Рис. 7.** Составы оливинов высокомагнезиальных, магнезиальных и глинозёмистых базальтов и андезибазальтов вулканов Ключевской и Харчинский. *Примечание*: цвета фигуративных точек соответствуют указанным в условных обозначениях к рис. 5. Неравновесность оливинов по отношению к породе вулкана Харчинского не расчитывалась.

На единый источник, из которого образовались все рассматриваемые породы, указывают спайдердиаграммы (рис. 8). Хорошо видно, что высокомагнезиальные и глинозёмистые базальты и магнезиальные андезибазальты характеризуются близкой конфигурацией точек всех элементов-примесей. А именно — высокими (избыточными) концентрациями крупноионных литофильных элементов (Ba, Sr) и аномально низкими концентрациями высокозарядных катионов (Ti, Zr, Nb).

Это положение подтверждается тем обстоятельством, что Sr-максимум наблюдается как в высокоглинозёмистых андезибазальтах, так и в самых магнезиальных базальтах.

Это хорошо видно и на спайдердиаграммах высокомагнезиальных и магнезиальных базальтов и андезибазальтов вулкана Харчинский, глинозёмистых плагиобазальтов из геологического разреза вулкана Плоский Толбачик (рис. 9). Здесь, как и в магнезиальных базальтах и андезибазальтах вулкана Ключевской на спайдердиаграмме фиксируются островодужные магматические характеристики: максимумы крупноионных литофильных элементов (Ba, Sr) и аномально низкие концентрации высокозарядных катионов (Ti, Zr, Nb).

Таким образом, Sr-максимум — это региональная метка всех магнезиальных базальтов и их дифференциатов, высокоглинозёмистых и магнезиальных андезибазальтов. Она, наряду с описанными ранее геохимическими особенностями рассматриваемых вулканитов, свидетельствует о едином источнике для всех рассматриваемых магнезиальных вулканогенных пород.

Согласно данным, приведенным в работе С.А. Хубуная, А.В. Соболева [9], состав исходного расплава отвечает пикритам с высокими содержаниями Н<sub>2</sub>О (2,2-2,9 мас. %). Позднее, высокие содержания  $H_2O$ в исходных расплавах Ключевского вулкана были подтверждены работами других исследователей [5]. Мантийный субстрат имеет лерцолит-гарцбургитовый состав. Давления отделения первичного расплава от мантийного вещества оцениваются в 15 -18 кбар (рис. 10), что соответствует глубине мантийного очага в 45 - 60 км, и хорошо согласуется с геофизическими данными [4, 7]. Температура исходного расплава 1280-1320° С. Обобщая результаты изучения высокомагнезиальных базальтов, магнезиальных и высокоглинозёмистых андезибазальтов трёх вулканов можно констатировать, что, начиная с позднего плейстоцена в районе Ключевской группы вулканов для образования исходных магнезиальных расплавов плавился единый мантийный субстрат с близкой степенью частичного плавления.

12 ноября 2012 г. началось трахиандезибазальтовое извержение на склоне вулкана Плоский Толбачик. Оно началось на 50 м выше (по вертикали) конуса извержения магнезиальных базальтов 1941 г. (рис. 11) Трахиандезибазальты ТТИ-50 резко отличаются от магнезиальных базальтов вулканов Ключевской, Харчинский и северного прорыва БТТИ по своему минеральному составу. Они преимущественно субафировые и афировые. Оливин и клинопироксен в субфенокристаллах — редкость, преобладает основной плагиоклаз. Иногда вкрапленники плагиоклаза достигают значительных размеров — до 10 мм (рис. 12). Они, как правило, зональны, нередко резорбированы стеклом. Петрографический анализ свидетельствует о кристаллизации плагиоклаза на ликвидусе субщелочного расплава.

В высокоглинозёмистом субщелочном расплаве были широко распространены процессы фракционной кристаллизации, что хорошо отражается на спайдердиаграмме (рис. 13). Здесь мы видим глубокий Sr-минимум. Такое распределение элементов-примесей хорошо объясняется геохимическими связями — концентрацией Sr в плагиоклазах. В этом мантийном расплаве на ликвидусе в промежуточных магматических очагах, вероятно, кристаллизовался Pl. Фенокристаллы Pl аккумулировались на дне магматической камеры и образовывали плагиоклазовые кумулаты. Таким образом, расплав в апикальной части камеры обеднялся Sr. Это мы и наблюдаем на спайдердиаграммах трахибазальтов TTИ-50.

Подтверждением высказанного положения служат крупные фенокристаллы Pl в трахибазальтах мегаплагиофироые базальты, многочисленные крупные плагиоклазовые кристаллолапилли и кумулятивные плагиоклазовые породы. Они встречаются исключительно при извержениях трахибазальтов и их дифференциатов — трахиандезибазальтов. Кроме того, они выбрасываются в виде ксенолитов в вулканических бомбах магнезиальных базальтов (Северный прорыв БТТИ).

Сравнивая спайдердиаграммы рассматриваемых пород можно констатировать следующее: для высокомагнезиальных, магнезиальных, глинозёмистых базальтов и андезибазальтов вулканов Ключевской, Харчинский, Плоский Толбачик отмечается близкое сходство в распределении элементов-примесей, наиболее вероятно обусловленное их генерацией из одного мантийного субстрата (рис. 14).

Несмотря на общность характера распределения большинства элементов-примесей во всех изучаемых породах, вследствие их формирования в островодужных условиях, есть и существенные различия между субщелочными и известково-щелочными вулканитами. Для трахиандезибазальтов ТТИ-50 характерно стабильно повышенное (относительно известково-щелочных) содержание всех элементовпримесей, в т. ч. Rb, Ti, Zr, Hf, пониженное — Sr (аккумуляция плагиоклаза в магматической камере). Это наиболее вероятно свидетельствуют о разных источниках исходных расплавов для известково-щелочных и субщелочных магм. Принимая во внимание близость расположения объектов исследования



**Рис. 8.** Спайдердиаграммы высокомагнезиальных, магнезиальных и глинозёмистых базальтов и андезибазальтов вулкана Ключевской. *Условные обозначения*: 1 — базальт, бомбовое поле Лучицкого (MgO 11,0%); 2 — андезибазальт, конус Цирк (MgO 7,5%); 3 — андезибазальт, лавовый поток Белянкина (MgO 6,0%); 4 — андезибазальт, лавовый поток Заварицкого (MgO 4,9%)



**Рис. 9.** Спайдердиаграммы высокомагнезиальных базальтов и магнезиальных андезибазальтов вулканов Харчинский и Плоский Толбачик. *Условные обозначения*: 1 — высокомагнезиальные и магнезиальные базальты, андезибазальты вулкана Харчинский; 2 — глинозёмистые плагиобазальты из геологического разреза вулкана Плоский Толбачик



78

Рис. 10. Диаграмма оценок давлений образования исходных пикритовых расплавов вулкана Ключевской на проекции системы оливин (Ol) — плагиоклаз (Pl) — кремнекислота (Q) — кальциевый пироксен (Di) из вершины Di. Изобары равновесия с лерцолитовым веществом показаны для водосодержащих систем с содержанием H<sub>2</sub>O в расплаве 2–3 мас. % [10, 13]. Цифрами показаны давления, кбар; значками — составы исходных расплавов: 1, 2, 3, 4 — побочные прорывы магнезиальных базальтов соответственно Булочка, Цирк, Билюкай, Слюнина.



**Рис. 11.** Схема расположения центров извержений магнезиальных базальтов и трахиандезибазальтов в районе вулкана Плоский Толбачик. *Условные обозначения*: ориентировочное время начала формирования лавовых потоков: 1 – 27.11.2012; 2 – 14.02.2012; 3 – 13.12.2012; 4 – 13.03.2013; 5 – точки отбора образцов; 6 – шлаковые конусы. Схема составлена И. М. Романовой.



Рис. 12. Микрофотографии трахиандезибазальтов ТТИ-50.



**Рис. 13.** Спайдердиаграмма трахиандезибазальтов ТТИ-50. *Примечание*: красная пунктирная линия подчёркивает Sr-минимум во всех трахиандезибазальтах побочного извержения вулкана Плоский Толбачик (ТТИ-50)



**Рис. 14.** Спайдердиаграммы высокомагнезиальных, магнезиальных, глинозёмистых базальтов и андезибазальтов и трахиандезибазальтов (ТТИ-50) вулканов Харчинский, Ключевской, Плоский Толбачик.



**Рис. 15.** Изотопные характеристики базальтов, андезибазальтов района Ключевской группы вулканов. Условные обозначения: фигуративные точки: фиолетовые, синие, жёлтые — соответственно высокомагнезиальные базальты, магнезиальные андезибазальты, глинозёмистые андезибазальты вулкана Ключевской; зелёные трахиандезибазальты (ТТИ-50); голубые — магнезиальные базальты и андезибазальты вулкана Харчинский. Линии фракционной кристаллизации (голубой цвет), коровой ассимиляции (розовый цвет) взяты из работы [1].

и почти одновременное (по геологическим меркам) формирование изучаемых пород можно предположить, вертикальную гетерогенность мантийных источников, поставлявших исходные расплавы.

Наиболее важной характеристикой источника магм является соотношение радиогенных изотопов, так как оно мало меняется в процессе плавления и последующих процессах в магматической камере. Изотопные отношения также позволяют оценивать влияние коры на магматический расплав.

На диаграммах представлены магнезиальные базальты и андезибазальты Харчинского вулкана, магнезиальные и глинозёмистые базальты и андезибазальты Ключевского вулкана, трахиандезибазальты TTИ-50 (рис. 15). По соотношениям радиогенных изотопов все породы относятся к мантийным образованиям. Хорошо видно, что высокомагнезиальные базальты, магнезиальные и глинозёмистые андезибазальты вулкана Ключевской лежат на линии фракционной кристаллизации, так же, как и андезиты вулкана Безымянный [1].

#### Выводы

В районе Ключевской группы вулканов, в разное время извергались продукты магнезиальных и субщелочных магм, которые кристаллизовались в независимых промежуточных магматических очагах.

Значительные объёмы продуктов вулканических, извержений, их продолжительность, минералогические и геохимические особенности базальтовой магмы разной щёлочности указывают на процессы фракционной кристаллизации протекающие в промежуточных магматических очагах.

Одинаковые петрографические особенности, сходное поведение в распределении главных, редких и редкоземельных элементов в минералах и породах известково-щелочной серии и разнородность таковых субщелочной серии в течение всего периода кристаллизации от ликвидуса к солидусу свидетельствует о разном генезисе сравниваемых продуктов вулканической деятельности.

В рамках современных геохимических представлений продукты магнезиальных и субщелочных мантийных выплавок независимы. Их невозможно получить друг из друга в результате фракционной кристаллизации. Каждый из этих исходных магматических расплавов имеет свою короткую дифференцированную серию.

Изотопно-геохимический анализ магнезиальных и субщелочных пород свидетельствует об их принадлежности к мантийным выплавкам без какого-либо влияния земной коры.

Извержения этих мантийных магматических продуктов в непосредственной близости друга от друга на поверхности, в одной точке (вулкан Плоский Толбачик: ТТИ-50 и извержение 1941 г.) и в одно и то же время (Северный и Южный прорывы БТТИ) не позволяют предполагать их генезис в результате 10. плавления одних и тех же горизонтов мантии.

Эти извержения свидетельствуют о разноглубинных мантийных выплавках разной щёлочности, и, как следствие, о вертикальной гетерогенности мантии в районе Ключевской группы вулканов.

Работа выполнена в рамках гранта РФФИ № 13-05-12090.

Авторы выражают благодарность зав. лабораторией динамической вулканологии, д. г.-м. н. Ивану Васильевичу Мелекесцеву, старшему научному сотруднику Александру Павловичу Максимову, старшему научному сотруднику, к. г.-м. н. Глебу Борисовичу Флёрову, за предоставленные образцы.

Эта работа была бы невозможна без активного участия инженеров научного музея вулканологии: Ирины Леонидовны Ототюк, Веры Вадимовны Пантилеевой, ведущего программиста ВЦ Ираиды Мстиславовны Романовой и старшего инженера фотолаборатории ИВиС ДВО РАН Александра Васильевича Сокоренко.

#### Список литературы

- Альмеев Р. Р. Геохимия магматизма вулкана Безымянный: признаки мантийного источника и условия фракционирования исходной магмы. Автореф. канд. дисс. Москва, 2006. 25 с.
- Арискин А.А., Бармина Г.С., Озеров А.Ю., Нильсен Р. Л. Генезис высокоглинозёмистых базальтов Ключевского вулкана // Петрология. 1995. Том. 3. № 5. С. 496-521.
- Волынец О.Н., Мелекесцев И.В., Пономарева В.В., Ягодзински Дж.М. Харчинский и Заречный вулканы уникальные центры позднеплейстоценовых магнезиальных базальтов на Камчатке: структурная приуроченность, морфология, возраст и геологическое строение вулканов // Вулканология и сейсмология. 1998. № 4-5. С. 5–18.
- Горшков Г.С. О глубине магматического очага Ключевского вулкана // ДАН. 1956. Т. 106. №4. С. 703–705
- Миронов Н.Л., М.В. Портнягин. Содержания H<sub>2</sub>O и CO<sub>2</sub> в исходных магмах Ключевского вулкана по данным изучения расплавных и флюидных включений в оливине. // Геология и геофизика, 2011, т.52. № 11. C. 1718–1735.
- Петрографический кодекс России. Магматические, метаморфические, метасоматические, импактные образования. СПб: Изд. ВСЕГЕИ, 2010.
- Хубуная С.А., Богоявленский С.О., Новгородцева Т.Ю., Округина А. И. Минералогические особенности магнезиальных базальтов как отражение фракционирования в магматической камере Ключевского вулкана // Вулканология и сейсмология. 1993. № 3. С. 46-68.
- Хубуная С.А., Гонтовая Л.И., Соболев А.В., Низкоус И.В. Магматические очаги под Ключевской группой вулканов (Камчатка) // Вулканология и сейсмология. 2007. №2. С. 32–54.
- Хубуная С.А., Соболев А.В. Первичные расплавы известково-щелочных магнезиальных базальтов Ключевского вулкана (Камчатка) // ДАН. 1998. Т. 360. №1. С. 100-102.
- 10. Danyushevsky L.V., Green D.H., Falloon T.J., Sobolev A.V. // Miner. Mag. 1994. V. 58A. P. 209-210.

- 11. Jakes P., Gill J.B. Rare earth elements and the island arc tholeitic series // Earth Planet. Sci. Lett. 1970. V. 9.
- Jakes P., White A. J. R. Major and trace element abundances in volcanic rocks orogenic areas // Geol. Soc. Amer. Bull. 1972. V. 83. N. 1. P. 29–40.
- Sobolev A.V., Danyushevsky L.V. Petrology and geochemistry of boninites from the termination of the Tonga Trench: Constrains on the generation conditions of primary high-Ca boninite magmas // J. Petrol. V. 35. P. 1183-1211.



УДК 551.21

Т. А. Котенко, Л. В. Котенко

<sup>1</sup> Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский, 683 006, бульвар Пийпа 9;e-mail:kotenko@sakhalin.ru

## Вулкан Эбеко в 2012-2013 гг.

Приводятся данные о состоянии вулкана Эбеко в 2012–2013 гг.: фумарольная активность, состав газов, гидротермальные взрывы на Юго-Восточном фумарольном поле. Обсуждаются причины гидротермальных взрывов. Дается оценка активности вулкана.

#### Введение

Действующий вулкан Эбеко высотой 1156 м находится в северной части хребта Вернадского о-ва Парамушир (Курильские о-ва). Вулкан имеет сложное строение по типу «Сомма-Везувий»: три чётко оформленных, соприкасающихся между собой кратера – Южный, Средний и Северный диаметрами 240-320 м и глубинами 40-72 м вытянуты в меридиональном направлении. Помимо них в привершинной части конуса расположены более 10 боковых кратеров. В Северный кратер вложен кратер 1967 г. -Активная Воронка [5]. Выходы восходящего потока гидротерм локализуются в кратерах и на склонах вулкана, главным образом, восточной ориентации. На поверхности этот гидротермальный поток проявляется в виде парогазовых струй, кипящих котлов, прогретых площадок, обширных полей гидротермальных изменений и периодически существующих кислых кратерных озёр. В исторический период для вулкана Эбеко характерны эксплозивные фреатические и условно фреатомагматические извержения [5]. Последние извержения происходили в 2009, 2010 гг.; в 2011 г. наблюдалась серия гидротермальных взрывов в Среднем кратере [2, 3].

П.И. Токарев ввел определение понятия вулканического цикла [11], который включает две фазы — покоя и активности. Фаза активности состоит из фазы подготовки извержения (серии извержений), самого извержения (серии извержений) и фазы релаксации после него. В последние сто лет в активности вулкана Эбеко наблюдалась следующая ритмичность (табл. 1): продолжительность вулканического цикла составляла 20–36 лет. Фаза подготовки (изменение состава фумарольных газов, усиление фумарольной активности, учащение гидротермальных взрывов и др.) длилась от 4 до 5 лет. Общая продолжительность фазы активности вместе с промежутками относительного покоя между извержениями составляла 8–10 лет.

#### Результаты работ и их обсуждение

Фумарольная активность вулкана в 2012– 2013 гг. В 2012–2013 гг. наблюдалось общее уменьшение выноса флюида, возвращение компонент-

ного состава газов к межэруптивному. Расчёт изменения количества основных компонентов, поступающих на поверхность в составе вулканического газа, приведён в табл. 2. Как следует из табл. 2, в 2012 г. показатели установились на уровне, характерном для спокойного состояния вулкана. Относительная активность разных термальных полей показана на рис. 1. Основную долю в поступление флюида на поверхность вносит эруптивное жерло в Активной Воронке. Июльское фумарольное поле, образовавшееся в 2005 г., вклад которого в общий поток флюида в стадии его максимальной активности до начала извержения 2009 г. составлял около 6600 т/сутки [1], постепенно затухает, а состав его газов стал аналогичен газам Северо-Восточного поля. Расчёт поступления флюида сделан непосредственно по результатам замеров дебита и температуры фумарольных струй, а также по высоте струй по номограмме Федотова [12] и среднему составу газов. Для отбора фумарольных газов применялся стандартный метод отбора в вакуумированные барботёры из кварцевого стекла с 4М КОН. Аналитические исследования выполнялись в АЦ ИВиС (аналитики В.И. Гусева, Л. Н. Гарцева). Абсорбированные компоненты ( $H_2S$ ,  $SO_2$ , HCl,  $CO_2$ ) определялись стандартными методами: потенциометрическим, иодометрическим, титрометрическим. Неабсорбированные газы (H<sub>2</sub>, CO, CH<sub>4</sub>, N<sub>2</sub>, O<sub>2</sub>, Ar, Не) — методами газовой хроматографии.

Для характеристики состава газов приведены диаграммы относительного содержания  $CO_2 - (H_2S + SO_2) - HCl$  (рис. 2*a*) и  $N_2 - Ar - He$ (рис. 2*б*). На рис. 2*a* в области I точки кратерных фумарол сосредоточены вблизи вершины  $CO_2$ , здесь же группируются высоко-обводнённые фумаролы Северо-Восточного поля и Восточного цирка. В область II ложатся данные составов фумарол Юго-Восточного поля, область III образована данными о составе газов в период подготовки извержения 2009 г. Все точки 2012 г. легли в область I, кроме двух анализов Южного кратера, сохранивших более высокое содержание галоидных и серных газов.

Данные относительных концентраций редких газов (рис. 26) формируют две самостоятельные об-

Вулканический цикл/длительность	Фаза	Начало	Окончание	Длительность фа- зы активности
1/ 36 лет	покой	осень 1935	1961	
	подготовка	1961	08 февраля 1967 г.	
	1 извержение	08 февраля 1967 г.	апр. 1967	
	2 извержение	фев.1969		
	3 извержение	1971		
	релаксация	?	?	10 лет
2/ 20 лет	покой	1971	1983	
	подготовка	1983	14 октября 1987 г.	
	1 извержение	14 октября 1987 г.	янв. 1988	
	2 извержение	02 февраля 1989 г.	янв. 1991	
	3 извержение	04 апреля 1991 г.		
	релаксация	?	?	8 лет
3/ 20 лет	покой	апр.1991	нояб. 2003	
	подготовка	нояб. 2003	29 января 2009 г.	
	1 извержение	29 января 2009 г.	18 июня 2009 г.	
	2 извержение	28 апреля 2010 г. (?)		
	3 извержение	02 июля 2010 г.		
	4 извержение (гид- ротермальное)	16 июля 2011 г. (?)		
	релаксация		нояб. 2011	8 лет

**Таблица 1.** Ритмичность вулканических циклов влк. Эбеко. Датировки циклов 1 и 2 по [6, 8, 9], 3 — данные авторов.

**Таблица 2.** Поступление основных компонентов в составе фумарольных газов влк. Эбеко (т/сут).

Ком- по- нент	1983 г. по [7]	2003 г.	2005 г.	апрель 2009 г.	2012 г.
$\rm H_2O$	1804,5	862	7593	6767	1864
$\mathrm{CO}_2$	79	36,1	448	219	185
$\mathbf{SO}_2$	9,5	4,1	896	58,2	14
HCl	4	1,9	418	19,4	5
$\mathrm{H}_2\mathbf{S}$	3,08	1,9	37	13	5

ласти: в области I группируются наиболее крайние значения, характерные обычно для газов склонов, а также всех газов в периоды подготовки и реализации фреатических извержений. В области II группируются газы наиболее обводнённых фумарол, которые имеют значительную примесь воздуха или грунтовых вод, насыщенных воздухом. К осени 2012 г. все опробованные газы переместились в область II.

*Гидротермальные взрывы на Юго-Восточном поле в 2012 г.* Юго-Восточное фумарольное поле занимает одноименный склон вулкана ниже вершины (рис. 1). Его общая площадь 6,5 тыс. м<sup>2</sup>. Крутизна склона составляет  $30^{\circ}$  для верхней части и  $20^{\circ}$  для нижней. Термальная активность проявлена долгоживущими высокодебитными фумаролами, представляющими собой крупные серные постройки, многочисленными мелкими струями, рассеянным парением грунтов и кипящими котлами. Скорость истечения парогазовой смеси из жерла крупных фумарол составляет обычно  $10-36 \, {\rm m/c}$ , температура струй  $115-130^{\circ}$  C, но во время активизации вулкана температура может достигать  $450-460^{\circ}$  C [2].

Фумарола Рогатая действовала в пределах поля более 30 лет. В период между 17 июня 2012 г. и 31 июля 2012 г. в результате гидротермального взрыва серная постройка фумаролы была расплавлена, на её месте образовалась воронка диаметром 13 м и глубиной около 3 м, заполненная кипящим минерализованным раствором (рис. 3). Полностью расплавленные куски серы, имеющие размеры до 10 см в диаметре, падали в нескольких метрах от эруптивного центра и образовали прочный покров (кольцо) спекшейся серы. Другая часть в виде серных потоков спустилась по двум руслам сухих ручьёв, образовав рукава длиной 114 м и 158 м. В момент взрыва температура газов превысила температуру кипения серы, равную 444° С, на что указывает структура части элементов серного покрова, представляющих собой вспененные лепешки. Вторая



**Рис. 1.** Схема вулкана Эбеко: 1 площади термальных полей, 2 — озера, 3 — вынос флюида (т/сутки). Топографическая основа за 1989 г. В. Н. Двигало

взрывная воронка диаметром 8 м, глубиной около 2 м образовалась на месте фумаролы, находившейся на 30 м ниже по склону. Сохранились боковые стенки серной постройки, серный поток вытек через разрушенную нижнюю часть воронки. Суммарный объём серных построек составлял до взрыва около 230 м<sup>3</sup>, таким образом, при плотности 2,07 · 10<sup>3</sup> кг/м<sup>3</sup> было расплавлено ~480 т серы.

Содержание в термальном растворе воронки макрокомпонентов представлено в табл. 3. Аналитические исследования выполнены в АЦ ИВиС потенциометрическим, объёмным, колориметрическим и атомно-абсорбционным методами (аналитики Е. И. Карташова, О. В. Шульга, А. А. Кузьмина). Наблюдаются крайне высокие по сравнению со средними показателями для других котлов этого поля значения общей минерализации — более 116 г/л при первом отборе, с высокими содержаниями Cl<sup>-</sup> и H<sup>+</sup>. Состав раствора хлоридно-водородный. Произошёл выброс на поверхность высокоминерализованного рассола из неглубоко расположенного гидротермального резервуара. Интересен факт, что после гидротермального взрыва состав газов фумарол Юго-Восточного поля до середины сентября этого года был значительно обеднен HCL, что для этих фумарол не характерно (рис. 2*a*).

В июне 2012 г. (до взрыва) температура газов всех фумарол этого поля составляла 110–131° С, такой диапазон по данным многолетних наблюдений является фоновым. Скорость истечения парогазовой смеси также была в пределах фона — 15–30 м/с. Такая обстановка сохранялась и после взрыва.

Отсутствие геохимических и сейсмических признаков общей активизации вулкана перед взрывом

Место отбора			1			2
Дата отбора	26 август	га 2012 г.	13 сентяб	бря 2012 г.	26 авгус	та 2012 г.
pH	-0	,51	-0	),28	1,	08
	мг/л	мг-эк %	мг/л	мг-эк. %	мг/л	мг-эк %
Cl⁻	106 359,0	96,4	71 792,3	95,8	99,3	1,6
$\mathrm{SO}_4^{2\text{-}}$	5379,8	3,6	4226,6	4,2	8261,2	98,4
$\mathbf{F}^-$	0	0	0	0	0	0
Сумма	111 738,8	100	76019,0	100	8360,4	100
$\mathrm{Na}^+$	42,7	0,1	27,8	0,1	9,0	0,3
$\mathrm{K}^+$	42,8	0	21,2	0	11,1	0,2
$Ca^{2+}$	448,9	0,8	192,4	0,5	240,5	9,8
$\mathrm{Mg}^{2+}$	72,9	0,2	24,3	0,1	82,6	$^{5,5}$
$\mathrm{Fe}^{2+}$	0	0	39,1	0,1	5,6	0,2
$\mathrm{Fe}^{3+}$	307,2	0,6	114,5	0,3	208,0	9,1
$Al^{3+}$	168,8	0,7	232,2	1,3	39,8	3,6
$\mathrm{NH}_4^+$	1,8	0	0	0	0	0
$\mathrm{H}^+$	2791,4	97,6	1887,5	97,6	88,0	71,2
Сумма	3876,4	100	2539,0	100	684,7	100
$H_3BO_3$	1152,8		0		0	
$H_4SiO_4$ pact.	0		0		514,5	
$H_4SiO_4$ колл.	0		0		573,5	
Минерализация	116 768,0		78558,0		10 133,1	

Таблица 3. Химический состав термальной воды в воронке взрыва (фумарола Рогатая) (1) и в других кипящих котлах Юго-Восточного поля (2).

навело на мысль проанализировать другие факторы, которые могли послужить спусковым механизмом для взрыва.

Спусковые механизмы гидротермального взрыва. Общепринятый смысл триггерного воздействия в геофизике заключается в следующем: слабые внешние воздействия на среду должны изменить объемно-напряжённое состояние локальных участков системы, находящихся в неравновесных условиях в данный момент.

Рассмотрим триггерные факторы, которые, по нашему мнению, стали спусковым механизмом для гидротермального взрыва. Каждый из них должен был способствовать разрушению тонкой сцементированной покрышки, сформированной над гидротермальным резервуаром в результате отложения из растворов гидротермальных минералов. Необходимым условием для извержения этого типа является наличие на небольшой глубине воды с температурой близкой к точке кипения. Любая местная декомпрессия вызовет кипение и изменение удельного объёма при переходе из жидкого состояния в пар. Состояние осложняется накоплением слаборастворимых газов СО2, Н2 и СН4. Водонепроницаемую покрышку резервуара можно рассматривать как нагруженное хрупкое твёрдое тело. Нагружен-

ные твёрдые тела различной природы обладают заметной неоднородностью деформирования и микроразрушения (вплоть до скачкообразных проявлений) даже при действии постоянных нагрузок. Слабые вибрационные (импульсные) воздействия играют роль инициирующего механизма и могут лавинообразно ускорить процесс разрушения горной породы [4].

Что касается нахождения вблизи поверхности резервуара перегретых вод, то его наличие с кровлей на глубине 8–10 м и конфигурация до глубины около 40 м установлены в результате геофизических работ в 2011 г. [10]. Зондирование было проведено методом электротомографии на постоянном токе комплексом многоэлектродной электроразведки «Скала-48».

В литературе, посвящённой гидротермальным взрывам на термальных полях вулканов, приводятся многочисленные описания подобных событий с анализом факторов, послуживших спусковым механизмом [14]. Наиболее значимыми являются: значительное снижение уровня грунтовых вод, сменившееся обрушением холодных метеорных либо озёрных или морских вод, резкое падение атмосферного давления, как фактор снятия внешней нагрузки, сейсмическая активность. В рассматрива-



**Рис. 2.** Диаграммы состава фумарольных газов вулкана Эбеко: a — относительного содержания  $CO_2$  —  $(H_2S^+ SO_2)$  — HCl,  $\delta$  —  $N_2^-$  Ar<sup>-</sup> He. BM — базальтовая мантия, AS — субдуцированный андезит, звездочка состав первичного газа по [13], asw — насыщенная воздухом грунтовая вода.

емом случае все три фактора имели место. Первым фактором, вызвавшим рост давления внутри гидротермального резервуара, стало понижение уровня грунтовых вод: за июнь 2011 г. выпало всего 2,7 мм осадков при среднем многолетнем значении 121 мм, за 1 декаду июля — 5,1 мм.

16 июля начался сильный дождь, который продолжался трое суток (67; 55,1 и 32,8 мм осадков за сутки соответственно, общая сумма за трое суток составила 154,9 мм). Интенсивность в первые сутки была максимальной — 3,94 мм/час. Обрушение холодных метеорных вод на разогретую кровлю гидротермального резервуара, вероятнее всего, вызвало её усиленное дробление. Одновременно с этим, начиная с 0 часов UTC, наблюдалось снятие части внешней нагрузки за счёт смены значительного роста атмосферного давления его резким падением и первое землетрясение из серии сейсмических



**Рис. 3.** Фумарола Рогатая: *а* — в мае 2012 г., б — в сентябре 2012 г.

событий 20 июля (рис. 4). За эти сутки произошло 6 землетрясений с эпицентральным расстояние 100–120 км, четыре из них с магнитудой 4,6–6,2 ощущались вблизи вулкана силой до 5 баллов (данные сейсмостанции «Северо-Курильск», расположенной в 6 км от вулкана). Землетрясения зафиксированы в 1:19, 3:40, 6:10, 6:27, 6:33, 9:12 UTC. Был проведён анализ сейсмограмм за период с 16 июня по 31 июля: событий, которые можно было бы идентифицировать, как взрыв, не выявлено. Поэтому мы склоняемся к выводу, что взрыв произошёл 20 июля одновременно с одним из землетрясений и был замаскирован в результате наложения сейсмических волн. Триггерный эффект сейсмических колебаний мог проявиться как в усилении уже начавшегося дробления кровли резервуара за счёт сдвиговых процессов, так и в виде гидравлического удара, спровоцированного обрушением верхней части серной постройки. Высота постройки достигала 6 м, верхняя часть (около 1 м) представляла собой трубу с внешним диаметром 25-30 см, а внутренним около 8 см. Получаем аналог дроссельного режима истечения жидкости. А именно: если при движении жидкости по узкому каналу из резервуара быстро перекрыть выходной канал, то по инерции жидкость некоторое время будет перемещаться в прежнем направлении, создавая у границы перекрытия зону повышенного давления. Величина давления может



**Рис. 4.** Изменение метеорологических параметров в периоды, предшествующие взрыву фумаролы Рогатая. Стрелкой обозначена серия землетрясений 20 июля 2011 г.

во много раз превосходить исходное, а сам процесс резкого повышения давления является гидравлическим ударом.

Анализ метеоданных (осадки, ход давления) за весь июнь-июль показал, что в период 11–13 июля метеоусловия уже создавали предпосылки для взрыва, но интенсивность явлений, видимо, была недостаточна для его реализации.

Более слабые взрывные события для фумаролы Рогатая уже фиксировались в 2005 г., когда в период между 7 и 29 сентября произошло обрушение части серной постройки и выброс расплавленной серы в юго-западном направлении на расстояние до 70 м[1]. Анализ метеоданных позволяет утверждать, что спусковые механизмы взрывов идентичны: длительная засуха, выпадение холодных вод на кровлю в период интенсивных осадков до 5,71 мм/час, резкое снятие внешней нагрузки в результате падения атмосферного давления. Дополнительным существенным фактором в 2012 г. стала серия сейсмических толчков.

Таким образом, на Юго-Восточном фумарольном поле произошли гидротермальные взрывы, вызванные не общей активизацией вулкана, а воздействием комплекса триггерных факторов.

#### Заключение

Опираясь на наблюдения за интенсивностью парогазовой разгрузки и составом вулканических газов, авторы делают вывод о завершении очередного вулканического цикла вулкана Эбеко. В 2012–2013 гг. тепловая мощность и вынос вещества вернулись на уровень, характерный для фазы покоя. Фоновая термальная активность была прервана гидротермальными взрывами, вызванным комплексом триггерных факторов. Если опираться на ритмичность извержений вулкана Эбеко в последние 100 лет, то следующее извержение можно ожидать около 2029 г., а начало фазы подготовки — около 2024 г.

Работа выполнена при финансовой поддержке ДВО РАН (12-III-A-08-174).

#### Список литературы

- 1. Котенко Т.А., Котенко Л.В., Шапаръ В.Н. Активизация вулкана Эбеко в 2005–2006 гг. (остров Парамушир, Северные Курильские острова) // Вулканология и сейсмология. 2007. № 5. С. 3–13.
- Котенко Т. А., Котенко Л. В., Сандимирова Е. И. и др. Извержение вулкана Эбеко в январе-июне 2009 г. (о-в Парамушир, Курильские острова) // Вестник КРАУНЦ. Серия «Науки о Земле». 2010. Вып. 15. № 1. С. 56-68.
- Котенко Т.А., Котенко Л. В., Сандимирова Е.И. и др. Эруптивная активность вулкана Эбеко в 2010–11 гг. (о-в Парамушир) // Вестник КРАУНЦ. Серия «Науки о Земле». 2012. Вып.19. № 1. С. 160–167.
- Куксенко В. С. и др. Триггерный эффект слабых вибраций в горных телах // Физика твёрдого тела. 2003. Том. 45. вып. 13. С. 2182–2186.
- Мелекесцев И.В. и др. Вулкан Эбеко (Курильские острова): история эруптивной активности и будущая вулканическая опасность. Часть І // Вулканология и сейсмология. 1993. № 3. С. 69 — 81.
- Меняйлов И. А., Никитина Л.П., Будников В.А. Активность вулкана Эбеко в 1987–1991 гг.; характер извержений, особенности их продуктов, опасность для г. Северо-Курильск // Вулканология и сейсмология. 1992. № 5-6. С. 21-33.
- Меняйлов И.А., Никитина Л.П., Шапарь В.Н. Особенности химического и изотопного состава фумарольных газов в межэруптивный период деятельности вулкана Эбеко // Вулканология и сейсмология. 1988. № 4. С. 21–36.
- Меняйлов И. А., Овсянников А. А., Широков В. А. Извержение вулкана Эбеко в октябре-декабре 1987 г. // Вулканология и сейсмология. 1988. № 3. С. 105–108.
- Опыт комплексного исследования района современного и новейшего вулканизма (на примере хр. Вернадского, о. Парамушир) // Тр. СахКНИИ. Вып. 16. Южно-Сахалинск, 1966. 208 с.
- Панин Г. Л., Котенко Т. А., Бортникова С. П. Малоглубинное геофизическое зондирование фумарольных полей вулкана Эбеко // Материалы региональной конференции «Вулканизм и связанные с ним процессы», посвящённой Дню вулканолога, 29–30 марта 2012 г. Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН, 2012. С. 138–143.

- Токарев П.И. Количественная характеристика и по- 13. Shinihara H., вторяемость вулканических извержений // Вулканология и сейсмология.1986. № 6. С. 110–118.
- Федотов С.А. Оценки выноса тепла и пирокластики вулканическими извержениями и фумаролами по высоте их струй и облаков // Вулканология и сейсмология. 1982. № 4. С. 3–28.
- Shinihara H., Giggenbach W., Kazahya K., Hedenquist J. Geochemistry of volcanic gases and hot springs of Satsuma-Iwojima, Japan; Following Matsuo // Geochemical Jornal, 1993, Vol. 27, P. 271–285.
  Wohletz K., Heiken G. Volcanology and Geothermal Energy. Univ. California Press, 1992. 432 p.



УДК 551.21

Н.В. Костенко

Киевский национальный университет имени Тараса Шевченко, Киев, Украина e-mail: knv@univ.kiev.ua

## Формационная систематизация неовулканитов Восточной Европы по результатам петрохимическо-геохимических исследований

Аргументируется возможность применения петрохимической и геохимической информации по вулканическим образованиям разной кислотности Восточной Европы с целью определения их формационной принадлежности.

#### Постановка проблемы

При изучении петрографического разнообразия видов и разновидностей магматических пород, в том числе вулканических, в целях выявления общих закономерностей развития возникает необходимость их группирования, что, собственно, составляет основу учения о геологических формациях, называемого формационным анализом. Основным направлением таких исследований является изучение геолого-структурной позиции ассоциативных пород, особенностей пространственно-временной эволюции их вещественного состава с целью проведения внутри — и межрегиональных сопоставлений.

#### Анализ предшествующих исследований

В соответствии с определением, приведённым в Геологическом словаре [3] применительно к магматическим образованиям, геологическая формация это сообщество геологических тел (слоёв и т. д.), объединенных в парагенетическом, генетическом или в каком-либо ином отношении, в связи с чем термин отличается многовариантностью толкования. Естественно, что такая терминологическая неоднозначность приводит к тому, что в процессе формационной систематизации пород даже в пределах отдельного региона количество выделенных формаций и их названия в зависимости от позиции исследователя может не совпадать. Так, в пределах Центрально-Закарпатской вулканической области В. В. Науменко [13], исходя из особенностей состава и возрастных соотношений, различал, как и Э. А. Лазаренко и др. [10], две формации вулканитов — андезитовую и риолит-игнимбритовую. Позднее в этом же регионе В.В. Науменко в соавторстве с другими исследователями [14] выделил уже три формации вулканитов: к ранее выделенным была добавлена ещё андезибазальтовая. Отметим, что ранее Е. М. Малеевым [12] под теми же названиями были выделены петрографические формации вулканитов. Ю. М. Коптюх [8] на этой же территории также выделил три формации изверженных пород, но в отличие от своих предшественников под несколько

иными названиями — андезибазальтовая, андезириолитовая, риолитовая. Две формации позднеальпийских магматитов Украинских Карпат (риодацитовую и андезитовую) различает З. М. Ляшкевич и др. [11].

#### Определение задачи

В связи с выше изложенным возникает вопрос: какой из приведённых вариантов формационной систематизации вулканитов Закарпатского прогиба наиболее близок к геологической реальности? Характерно, что подобная ситуация с выделением формаций вулканических образований свойственна и для других регионов Альпийского пояса. На наш взгляд, этой проблемы можно было бы избежать, если бы в своё время геологи обратили внимание на призыв Ю.А. Кузнецова [9], который считал важным при выделении геологических формаций наряду с качественными характеристиками ассоциативных пород использовать также количественную информацию по данным образованиям. В продолжении к этому добавим, что О.А. Богатиков и др. [2] под магматической формацией понимает определённую совокупность магматических пород, имеющую конкретный геологический, петрографический и петро-геохимический смысл. Одним из направлений формационной систематизации магматических пород эти исследователи, как и Ю.А. Кузнецов, считают выявление петролого-геохимических особенностей формационных типов (абстрактных формаций) на основании анализа их количественных характеристик.

#### Изложение основного материала

Как известно, составной частью геологических формаций являются исследуемые нами магматические, которые, в свою очередь, в зависимости от принятых критериев их идентификации [2, 3] рекомендуется подразделять на абстрактные (объединяющие конкретные формации независимо от их возраста) и конкретные (сообщества ассоциирован-



**Рис. 1.** Факторная диаграмма фигуративных точек химического состава основных видов пород вулканических образований Альпийского пояса Восточной Европы.

Породы: 1 — базальты, 2 — андезибазальты, 3 — андезиты, 4 — дациты, 5 — риолиты.

А, Б — тренды составов видов пород, выделенные по результатам кластеризации в пределах положительных значений коэффициентов корреляции

ных пород определённого возраста, развитые в пределах конкретных регионов) формации.

Поскольку исследованные нами вулканиты отобраны из разных провинций Альпийского складчатого пояса Восточной Европы, на первом этапе исследований попытаемся определиться с их формационным (абстрактным) типом. С этой целью используем возможности количественных методов исследований. Для этого всю совокупность петрографических разновидностей вулканических пород разделим по видам (базальты, андезибазальты, андезиты, дациты, риолиты) независимо от их территориальной принадлежности и возраста. Игнорирование этих критериев не влияет на конечный результат, так как нами в процессе исследований было установлено, что вещественные составы ассоциативных пород, представляющие ту или иную формацию, как правило, определяются геологическими условиями их становления. То, что химический состав горных пород определяется физическими условиями их образования, было установлено А. Миаширо [1].

В геологии эта причинная связь «состав — условия» известна как принцип Миаширо, что как раз и свидетельствует о целесообразности применения генетического подхода в формационном анализе вулканитов.

Для каждого вида пород определим средние содержания их макро — (11 петрогенных окислов) и 18 микрокомпонентов (Ti, V, Cr, Mn, Co, Ni, Pb, Zn, Ga, Sn, Mo, Nb, Zr, Y, K, Na, Li, Rb). Cdpopмированные выборки химического и элементного составов пород подвергнем процедурам кластер-анализа и факторного анализа методом главных компонент в режиме корреляционной матрицы (R-метод). При этом, как отмечает Л. Н. Дуденко [7], для получения корректных результатов достаточно иметь всего 4-6 представительных анализов проб (в нашем случае - это пять генерализованных по видам пород выборок), что нами, собственно без потери полезной информации соблюдено. В результате проведённой кластеризации химического состава исследованных пород в пределах положительных значений коэффициентов корреляции обозначились две группы А и Б, фигуративные точки которых в виде соединительных линий (трендов) вынесены на факторную диаграмму (рис. 1). Прежде всего, при её визуальном анализе обращает на себя внимание обособленное расположение трендов выделенных групп пород в различных частях диаграммы: А – в левой части, Б – в правой. К тому же их векторы сориентированы под небольшим углом друг к другу.

На наш взгляд, тесная скоррелированность отдельных видов пород внутри групп, а также пространственная разобщенность точек их химсостава на факторной диаграмме не является случайной. Очевидно, что отмеченные петрохимические особенности пород, выявленные по результатам кластеризации и факторного анализа, свидетельствуют об их формировании в различных геодинамических условиях. Если для базальтов мантийный способ петрогенезиса практически не подвергается сомнению, то для андезибазальтов и андезитов существует множество моделей образования, хотя в целом исследователями этих пород др. [4, 15] принимается коро-мантийная, что визуально подтверждается диаграммой: сближением их фигуративных точек на общем тренде, которые заметно удалены от точек состава мантийных базальтов.

Нахождение андезибазальтов и андезитов вместе с базальтами на общем тренде их составов свидетельствует об их генетической преемственности, а значит о ещё значительном влиянии мантийной компоненты при их становлении. В то же время, для дацитов и риолитов более реальным, по данным работ [4, 15], является коровый способ формирования, что, собственно, демонстрирует представленная диаграмма, хотя имеются также и другие варианты их генезиса, например, мантийный для кислых вулканитов Карпат (Л. Г. Данилович [5, 6]). Однако, это



**Рис. 2.** Факторная диаграмма элементного состава основных видов пород вулканических образований Альпийского пояса Восточной Европы/ Условные обозначения те же, что на рис. 1.

предположение не подтверждается проведенными исследованиями. Как видим, существует явный разрыв в составе исследуемых пород, указывающий на прерывистый характер петрохимической эволюции основно-средних и кислых вулканических образований Альпийского пояса Восточной Европы, а следовательно и об отсутствии прямой генетической связи между ними.

Следует отметить, что химический состав исследованных пород контролируется в основном фактором F1, о чём свидетельствует значительная часть общей дисперсии (89,3%), тогда как на F2 приходится лишь 9,9%. В связи с первым фактором положительные значения факторных нагрузок отмечены (в порядке уменьшения) для SiO<sub>2</sub>, K<sub>2</sub>O и отрицательные для TiO<sub>2</sub>, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, CaO, MnO, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>. Значительное перераспределение дисперсии в пользу главного фактора является дополнительным подтверждением достоверности сделанных выводов.

Памятуя, что микроэлементы, как правило, следуют за макрокомпонентами, аналогичная математическая процедура была проведена с использованием выборок средних содержаний химических элементов по тем же видам вулканических пород. Конечные результаты, зафиксированные на факторной диаграмме (рис. 2) в виде трендов состава, не только не изменили наши выводы о предполагаемом петрогенезисе пород групп А и Б, но и укрепили их. Следует отметить, что на этот раз, доля в общей дисперсии фактора F1 несколько уменьшилась в связи с известной вариабельностью содержаний химических элементов по отношению к окислам и составила 74,8%, а F2 увеличилась до 18,4%. Изменился естественно и состав компонентов, связанных с F1, представленный двумя полярными ассоциациями элементов: сидерофильной (Ni, V, Ti, Co, Cr, Mn) с положительными (в порядке уменьшения) значениями факторных нагрузок и литофильной (Rb, Li, K) с отрицательными значениями.

В целом, неовулканиты Альпийского складчатого пояса Восточной Европы представляют довольно сложную базальт - андезит - риолитовую ассоциацию, в составе которой с помощью математических методов исследований обосновывается выделение двух формационных типов: базальт-андезибазальт-андезитового (базальт-андезитового) и дацит-риолитового. Последний известен также исследователям кислых вулканических образований Карпат под названием «риолит-дацит игнимбрит-пепловая формация» [6]. Следует отметить, что Е. Ф. Малеев [12] считал важным при выделении вулканических формаций использовать генетические принципы. В этой связи представляется целесообразным подразделение вулканитов первого формационного типа, исходя из предполагаемого петрогенезиса пород (хотя этот критерий и не является обязательным при их формационном расчленении) на два конкретных формационных типа: базальтовый (мантийный по происхождению) и андезит-андезибазальтовый (коро-мантийный).

#### Выводы

Таким образом, проведённые нами исследования показали, что применение петрохимической и геохимической информации по магматическим породам, находящимся в переделах единого вулканического пояса, в значительной степени может способствовать более объективной их формационной систематизации. Есть некоторая уверенность в том, что вулканитам разной кислотности (основным, средним, кислым) независимо от места их нахождения и возраста присущ свой особый, за редким исключением, способ становления, соответственно: мантийный, коро-мантийный и коровый.

#### Список литературы

- Беляев Г.М. Петрология докембрийских гранитоидных пород Алдано-Тимптонского междуречья (Южная Якутия) / Автореф. канд. дис. – Л., 1977. – 27 с.
- Богатиков О. А., Коваленко В. И., Цветков А. А. Петрографические формации и петрохимические серии // Магматические горные породы. Эволюция магматизма в истории Земли. Глава 1. — М.: Наука, 1987. — С. 7–18.
- Геологический словарь. М.: Недра, 1973. Том. 2. 456 с.
- Геохимия, петрофизика и вопросы генезиса новейших вулканитов Советских Карпат / под. ред. проф. М.И. Толстого. — К.: Вища школа, 1976–187 с.
- Данилович Л.Г. Магматизм и тектоника Карпат // Геотектоника. — 1972. — № 3. — С. 87–97.
- Данилович Л. Г. Кислый вулканизм Карпат / Данилович Л. Г. К.: Наук. думка, 1976. 147 с.
- 7. Дуденко Л. Н. Геохимические структуры эндогенных систем / Дуденко Л. Н. Л.: Недра, 1981. 199 с.

- ние Внутрикарпатского вулканического пояса. К.: Наук. думка, 1992. — 144 с.
- 9. Кузнецов Ю.А., Белоусов А.Ф., Поляков Г.В. Принципы построения систематики магматических формаций 13. на основе их вещественного состава // Проблемы петрологии. — М.: Наука, 1976. — С. 36-45.
- 10. Лазаренко Э.А., Гнилко М. К., Зайцева В. М. Ме- 14. таллогения Закарпатья. — Львов: Изд-во Львов. ун-та, 1968. - 163 c.
- 11. Ляшкевич З.М., Яцожинский О. М. Кайнозойский вулканизм Украинских Карпат и его значение для геодинамических реконструкций // Геофиз. журн. — 2004. — Том. 26, № 1. — С. 87–95.
- 8. Коптюх Ю.М. Золото-полиметаллическое орудене- 12. Малеев Е.Ф. Сравнительная характеристика Восточных и Западных Карпат // Мат-лы VIII и IX съездов Карпато-Балканской геологической ассоциации. - К.: Наук. думка, 1974. — С. 196-202.
  - Науменко В.В. Закономерности размещения и формирования эндогенного оруденения Советских Карпат. -К.: Наук. думка, 1974. — 190 с.
  - Науменко В. В., Гончарук А.Ф., Коптюх Ю.М. Вулканогенное рудообразование в Паннонском срединном массиве. — К.: Наук. думка, 1986. — 132 с.
  - Состав, физические свойства и вопросы петрогенезиса 15.новейших вулканических образований Армении / под. ред. М.И. Толстого. - Ереван: АН АрмССР, 1980. -322 c.



УДК 551.21

Н. А. Малик<sup>1</sup>, М. Е. Зеленский<sup>2</sup>

 Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, г. Петропавловск-Камчатский е-mail: malik@kscnet.ru
 Институт экспериментальной минералогии РАН, Черноголовка

### О температуре и составе газа фумарол вулкана Авачинский в 2012–2013 гг.

Приводятся данные о температуре фумарол и составе газа вулкана Авачинский в последние годы. Показано, что высокотемпературные фумаролы с большим дебетом газа приурочены к трещине, образовавшейся в лавовой пробке в 2001 г.

#### Введение

Авачинский вулкан (Авача) – активный вулкан, наиболее близко (23 км) расположенный к г. Петропавловск-Камчатский. Он сравнительно часто извергался в историческое время (1737, 1772, 1779, 1827, 1855, 1878, 1881, 1894-95, 1901, 1909, 1926, 1938, 1945, 1991, 2001 гг.) [3]. В период между извержениями вулкан характеризуется умеренной фумарольной активностью. Существует ряд статей, посвящённых последнему сравнительно крупному извержению Авачи 1991 г. [2, 3], всего несколько работ, описывающих состояние фумарольных площадок и состав газов в 1993-94 гг. [9], в 1994-99 гг. [5], очень кратко активизацию 2001 г. [4], фумарольную активность в 2004-05 гг. по данным дистанционных измерений [1]. Около 10 лет фумаролы Авачи детально никто не исследовал. Между тем, составы и температура фумарольных газов любого вулкана зависит от процессов, происходящих на глубине. По изменению этих параметров можно судить и о возможной активизации вулкана. В настоящей работе мы приводим последние данные по состоянию фумарольных площадок на вершине вулкана, температуре, изотопным и химическим составам фумарольных газов в августе-сентябре 2013 г., а также сравнение с ранее отобранными пробами.

#### Методы

Авторами работы в 2012–13 гг. были обследованы несколько фумарольных площадок на вершине вулкана Авачинский. Температура всех доступных выходов измерялась ХА термопарой и пирометром, труднодоступных — пирометром.

В выход газа помещали кварцевую трубку диаметром 20 мм, в неё вставляли более тонкую кварцевую трубку диаметром 7–8 мм, которая соединялась при помощи шланга из силиконовой резины с вакуумированными ампулами Гиггенбаха со щелочным поглотителем (4N KOH) или с барботерами со щелочным поглотителем (4N KOH +25% Cd(CH<sub>3</sub>COO)<sub>2</sub>).

Отбор продолжался 5–15 минут до значительного ослабления потока газа.

Для отбора конденсата газ прокачивали через 2 последовательно соединённых барботера, которые охлаждались снежно-водяной смесью. Затем их содержимое объединялось.

В лаборатории непоглощённые газы (H<sub>2</sub>, N<sub>2</sub>, O<sub>2</sub>, Ar, CO, CH<sub>4</sub> и углеводороды  $C_2-C_4$ ) определяли методом газовой хроматографии (AЦ ИВиС ДВО РАН). Кислую часть (SO<sub>2</sub>, H<sub>2</sub>S, CO<sub>2</sub>, HCl, HF) в щелочном поглотителе анализировали методами мокрой химии, в щелочных зарядках без ацетата кадмия определяли суммарную серу в виде SO<sub>2</sub>. Количество воды в пробах определяли по разности привеса и измеренных кислых компонентов.

#### Фумарольные площадки вулкана Авачинский

В 2012 г. были измерены температуры практически всех газовых выходов, расположенных по краям лавовой пробки (рис. 1), кроме юго-юго-западных. За исключением фумаролы Западной, расположенной на пересечении трещины с кромкой кратера,



**Рис. 1.** Фумарольные площадки кратера вулкана Авачинский и их максимально измеренные температуры в 2012–13 гг. Вид с юго-запада. Фото А. В. Сокоренко, 28.09.13. Овалом обведена непромеренная площадка.



**Рис. 2.** Выход газа с температурой 660° С. 28 сентября 2013 г.

температура всех фумарольных площадок не превышала 94° С (рис. 1). Температура Режимной фумаролы не превышала 91° С. В 1994 г., когда из неё был начат отбор газа, её температура была 470° С [9], за день до активизации в 2001 г. — 500° С, после этого температура постепенно снижалась и в мае 2005 г. была 130° С [10].

Западная фумарола представляет собой выход газа из глубокой трещины, образованной в 2001 г. в лавовой «пробке». Ширина трещины в верхней части достигает 1–1,5 м, глубина ~10 м. Именно в этом месте отмечалась максимальная температура до 415° С в сентябре 2013 г., и до 370° С годом ранее. Трещина уходит вниз по склону конуса, где температура падает до 85° С.

18 августа и 28 сентября 2013 г. была опробована высокотемпературные (до 660° С) газовые выходы, находящееся на фумарольной площадке «Восточная» в юго-восточной части лавовой «пробки» и также привязанные к трещине. Фумарольная площадка, размером ~  $15 \times 20$  м, представляла собой скопление выходов газа, обрамленных инкрустациями. Максимальная температура была измерена в её южной части, где из-под камней чёрного цвета выходили наиболее мощные струи газа (рис. 2), и составила 660° С (по измерениям термопарой). Размер фумаролы около 1 м. В 10 метрах к северу от этой группы выходов была найдена фумарола, пригодная для отбора газа и конденсата (рис. 3), с температурой 610° С (18 августа) и 626° С (28 сентября 2013 г.).

#### Состав газов

Пробы газа и конденсата из фумаролы с температурой 610–626° С отбирали 18 августа и 28 сентября 2013 г.

Результаты анализа представлены в таблице, вместе с неопубликованными данными М. Е. Зеленского за 4 октября 2001 г. и данными за 1994–1999 гг. из [5, 9]. Газы, отобранные в 2013 г. из высокотемпературных фумарол отличаются от газов, отобранных из Режимной фумаролы в 1994–2001 г. меньшим содержанием воды и большими содержания-



**Рис. 3.** Отбор газа и измерение температуры. 28 сентября 2013 г.

ми двуокиси углерода, магматического азота и соединений серы. Как следствие высокой температуры, газы содержали значительное количество  $H_2$ и СО. Равновесная температура (670° С), рассчитанная по геотермометру Гиггенбаха [8]:

$$\log\left(\frac{[SO_2] [H_2]^3}{[H_2S] [H_2O]^2}\right) = 3,66 - \frac{10744}{K},$$

где К — абсолютная температура, близка к температуре отбора. Соотношение других компонентов (CO<sub>2</sub>/S  $\approx 2.5-3;$  CO<sub>2</sub>/N<sub>2</sub>  $\approx 60-70)$  характерно для высокотемпературных газов зоны субдукции.

Изотопные составы воды ( $\delta D - \delta^{18}O$ ) в конденсатах Авачи (рис. 4) практически совпадают с областью «андезитовых» вод [6]. Это означает, что примесь метеорного или гидротермального компонентов в фумарольных газах весьма мала, т.е. высокотемпературные фумаролы вулкана Авачинский представляют собой выходы «чисто магматического» газа. Из рис. 4 видно, что изотопные составы газов наиболее высокотемпературных фумарол практически не менялись по крайней мере с 1994 г.

Nº	Дата	T, °C	$H_2O$	$CO_2$	$\mathrm{H}_2\mathbf{S}$	$\mathrm{SO}_2$	HCI	HF	CO	$CH_4$	${ m H}_2$	${ m N}_2$	Ar	He
1	02.08.1994 r.	335	972,3	7,5	2,4	13,5	1,70	0,050	0,0011	0,00 200	0,32	0,85	0,0011	0,00 072
2	12.09.1994 r.	473	944,9	22,6	3,4	23,7	3,60	0,030	0,0024	$0,00\ 300$	0,50	1,30	0,0087	$0,00\ 005$
က	07.08.1997 r.	416	970, 7	9,8	5,7	11,4	2,20	Ι	0,0015	0,00180	0, 11	0, 14	0,00084	Ι
4	04.04.1998 r.	420	963, 6	9,3	3,8	19,8	3, 13	Ι	0,0016	$0,00\ 064$	0, 23	0, 14	0,00028	I
ß	01.03.1999 r.	390	959,7	8,9	2,7	24,8	2,98	Ι	0,0015	$0,00\ 029$	0, 39	0, 20	0,00079	Ι
9	08.04.1999 r.	381	972, 9	6, 3	2,3	15,7	2,38	Ι	0,0009	0,00180	0, 21	0, 10	0,00060	Ι
7	30.08.1999 r.	400	961, 1	12,7	3,6	19,7	2,41	Ι	0,0012	$0,00\ 026$	0, 21	0, 17	0,00031	$0,00\ 001$
8	08.09.1999 r.	401	959,8	11,1	5,5	20,8	2,10	0,283	0,0017	$0,00\ 065$	0, 24	0, 34	0,00289	Ι
6	04.10.2001 r.	500	919,6	36,7	5,0	34,0	3,38	Ι	0,0147	$0,00\ 008$	0,38	0,83	0,00018	Ι
10	01.08.2013 r.	610	916,0	58, 5	Ι	20,9	2,02	0,197	0,1100	$0,00\ 050$	1,41	0, 83	0,0120	I
11	02.09.2013 r.	626	918,0	56, 5	4,6	17,2	1,73	0,127	0,1770	$0,00\ 019$	1,62	0,50	0,0200	Ι
12	02.09.2013 r.	626	873,0	76,1	Ι	47,1	1,20	0,070	0,1510	$0,00\ 015$	1,57	1,04	0,0240	Ι
при При Пр	мечание. Прочерк 10 и 12 отобрань 10 — т из 2-х а	naryana 19 komnon 19 komnon 19 komnon	ент не опр 1 Гигенбаха 2 11 — съ	pederanca. 1 co ujenovi 2 a 4 - r a	Концентр ным погло <sup>2</sup>	mumerew,	Ar croppe ocmaльны	ектирован е — в барбо	bi c yuëmon omëpu c uj IRO R M E	и загрязнени ёлочно-кадл 24 Н Глеегой	ия возду: ииевым 1 ( и етого	rom. roeromui	menem. 1 11	Η Γαννισσού

Химический состав фумарольных газов вулкана Авачинский, ммоль/моль

(поглощённые газы). Пр. 1,2 — из [9], пр. 3-8 из [5], пр. 9 — неопубликованные данные М. Е. Зеленского.



**Рис. 4.** Изотопный состав воды фумарольных газов вулкана Авачинский. Анализ пробы конденсата 2013 г. выполнен в UNAM, Mexico.

#### Заключение

Впервые с 1991 г. были обнаружены высокотемпературные фумаролы с температурой более 660° С. Такая высокая температура фумарольных газов вулкана Авачинский была измерена только задолго до извержения 1991 г. на дне кратера (700° С) [7]. После заполнения кратера лавой, до образования в ней трещины, в 1993-94 гг. максимальные температуры 473 и 335° С отмечались в юго-западной и северо-западной частях кратера [9], 4 октября 2001 г. перед извержением — 500° С. Составы газа высокотемпературных фумарол соответствуют средним магматическим газам островных дуг без разбавления метеорными водами. Температура и составы газов однозначно свидетельствуют о близости дегазирующего магматического тела. Для определения динамики состава и температуры фумарол работы на вулкане Авачинский будут продолжены.

Авторы выражают благодарность за помощь в организации и участие в работах на вулкане Авачинский сотрудников ИВиС ДВО РАН Я. Д. Муравьева, С. В. Полушина и КФ ГС РАН С. С. Сероветникова, В. В. Ящука, а также сотрудников АЦ ИВиС Л. Н. Гарцеву и В. И. Гусеву за выполнение анализов газа, А. А. Овсянникова за обсуждение материалов, А. В. Сокоренко за предоставленные фотографии.

#### Список литературы

- Дрознин В. А., Дубровская И.К. Фумарольная активность вулкана Авачинский в 2004–2005 гг. (дистанционные измерения) // Проблемы эксплозивного вулканизма (к 50-летию катастрофического извержения вулкана Безымянный). Материалы первого международного симпозиума. 25–30 марта 2006 г. // Отв. редактор чл.-корр. РАН Е. И. Гордеев. Петропавловск-Камчатский. 2006. С. 120–126.
- Дрознин В.А., Муравьёв Я. Д. Энергетический и экологический аспекты извержения вулкана Авачинский

на Камчатке (январь 1991 г.) // Вулканология и сейсмология. 1994. № 3. С. 3–19.

- Иванов Б. В., Флёров Г. Б., Масуренков Ю. П. и др. Динамика и состав продуктов извержения Авачинского вулкана в 1991 г. // Вулканология и сейсмология. 1995. № 4-5. С. 5-27.
- Мелекесцев И. В., Селивёрстов Н. И., Сенюков С. Л. Информационное сообщение об активизации в октябре 2001 г. вулкана Авачинский на Камчатке и проведённых исследованиях // Вулканология и сейсмология. 2002. № 2. С. 79-80.
- Серафимова Е. К., Овсянников А.А., Муравьёв Я. Д. Вулканические эксгаляции вулкана Авачинский в постэруптивном процессе после извержения в 1991 г. // Вулканология и сейсмология. 2002. № 4. С. 22–30.
- Таран Ю. А., Покровский Б. Г., Дубик Ю. М. Изотопный состав и происхождение воды в андезитовых магмах // ДАН. 1989. Том. 304. С. 440–443.
- Федотов С. А., Балеста С. Т., Дрознин В. А. и др. О возможности использования тепла магматического очага Авачинского вулкана // Бюлл. вулканол. ст. 1977. № 53. С.27-37.
- Goggenbach W. F. Redox processes governing the chemistry of fumarolic gas discharges from White Island, New Zealand // Applied Geochemistry. 1987. 2. P. 143-161.
- Taran Y.A., Cornor C.B., Shapar V.N. et al. Fumarolic activity of Avachinsky and Koryaksky volcanoes, Kamchatka, from 1993 to 1994 // Bull. Volcan. 1997. Vol. 58. P. 441–448.
- 10. Ushakov S. V., Muravyev Ya.D., Ovsyannikov A. A., Senyukov S. L., Dvigalo V. N., Timofeeva I. F. Gas monitoring in 1994-2005 and recent activity at Avachinsky volcano // Proceedings of the 5th Workshop Japan-Kamchatka-Alaska Biennial on (JKASP-2006). Hokkaido Subduction Processes University International Congress Hall, Sapporo, Hokkaido, Japan, July 9-21, 2006. C. 167-169.



УДК 552.545+551.312.1

Р. М. Новаков<sup>1</sup>, Д. П. Савельев<sup>2</sup>, Т. П. Белова<sup>1</sup>, С. В. Паламарь<sup>1</sup>

<sup>1</sup> Научно-исследовательский геотехнологический центр ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский; e-mail: 6rom6@mail.ru <sup>2</sup> Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, г. Петропавловск-Камчатский e-mail: savelyev@kscnet.ru

## Травертины Камчатского Мыса

Изучена морфология и состав отложений травертинов и травертиновых брекчий полуострова Камчатский Мыс, связанных с источниками пресных и относительно слабоминерализованных вод и приуроченных к гипербазитам раннемелового африканского габбро-перидотитового комплекса. Исследован химический состав водных проб и образцов травертина, описаны их текстурно-структурные особенности, сделаны предположения относительно генезиса.

#### Введение

При проведении полевых работ на п-ове Камчатский Мыс в пределах гипербазитового массива г. Солдатской нами исследованы травертиновые отложения (рис. 1). Травертин — пористая порода, образовавшаяся в результате осаждения карбоната кальция (кальцита, арагонита) из горячих или холодных углекислых источников. Проявления травертина на Камчатке связаны с горячими источниками гидротермальных систем: Налычевской, Вилючинской, Пущинской, Оксанской и Шапаонской. В Гейзерной системе (Долина Гейзеров) травертины сопровождают гейзериты [7]. Воды Налычевской гидротермальной системы образуют травертины из кальцита и арагонита с окислами железа и мышьяковистыми минералами [6]. На территории Камчатского Мыса карбонатные отложения в виде натечных форм травертина (мраморный оникс) обнаружены в ходе геологосъёмочных работ в верховьях р. Пикеж (рис. 1) и по левому притоку р. Бол. Перевальная [2, 3].

## Геологическое строение района и описание травертиновых проявлений

Карбонатные отложения приурочены к самому крупному массиву гипербазитов горы Солдатской, а также к более мелким телам ультраосновных пород и к зонам серпентинитового меланжа (рис. 1). Массив г. Солдатской является наиболее крупным выходом гипербазитов в южной части п-ова Камчатский Мыс (Африканском блоке) [3, 8]. Африканский блок сложен преимущественно меловыми вулканогенно-осадочными отложениями смагинской и пикежской свит и образованиями африканского габбро-перидотитового комплекса. В незначительной степени развиты терригенные миоценовые отложения. Все вышеперечисленные комплексы сложнодислоцированы и слагают несколько тектонических пластин. Гипербазиты г. Солдатской представлены преимущественно гарцбургитами и дунитами,

в различной степени серпентинизированными, отмечены также клинопироксениты, вебстериты, верлиты, лерцолиты [3, 8]. Восточная граница массива представляет собой мощную зону серпентинитового меланжа.

Травертины Камчатского Мыса формируются холодными подземными водами, пресными и с относительно повышенной минерализацией, выходы которых представляют собой небольшие источники, растекающиеся по склону, с дебитом около 1–2 л/с, более крупные ручьи, вытекающие из-под морен, а также просачивания подземных вод на склонах.

Ниже источников с низким дебитом, не формирующих водотоков с выраженным руслом, образуются серовато-белые, белые, желтоватые корки мощностью до 10–15 см (рис. 2). Поверхность корок мелкобугристая, иногда заглаженная водой, текстура обычно почковидная, сферолитовая, слоистая (рис. 3). Размер почек от 0,5 до 5 см (рис. 4).

На склонах под источниками иногда возникают террасеты — площадки, покрытые микрогурами тонкими корковидными отложениями коричневато-белого карбоната, образующими кольцо вокруг западинки (ванночки) с водой размером от 0,5 до 7 см (рис. 5*a*, 6). В западинках обычны мелкие обломки пород. Возникновение микрогуров возможно при дебите источника менее 0,1 л/с [5]. Обычно дебит источников на склоне составляет 1-2л/с (визуальная оценка). При этом террасеты в водотоке возникают на некотором удалении от истока, там, где поток воды растекается по склону и разбивается на отдельные струи с дебитом менее 0,1 л/с (рис. 5б). В результате оказывается возможным образование микрогуров. Иногда в воде источников отмечается замещение органического вещества карбонатом (рис. 7).

Формирующийся травертин цементирует коллювиальные и пролювиальные отложения на склонах и в тальвегах распадков, а также гравийно-галечни-



Рис. 1. Обзорная схема геологического строения п-ова Камчатский мыс (по [3], с изменениями): 1 – рыхлые плиоцен-четвертичные отложения (морские, аллювиально-морские, аллювиальные, флювиогляциальные); 2 миоценовые гравелиты, брекчии, конгломераты, песчаники, туфопесчаники и аргиллиты; 3 – верхнемеловые песчаники пикежской свиты; 4 — нижне-верхнемеловые вулканогенно-кремнистые отложения смагинской свиты; 5 — габброиды; 6 — массивы гипербазитов; 7 — полимиктовый и мономиктовый серпентинитовый меланж; 8 конгломераты и брекчии с карбонатным цементом плиоцен-четвертичного возраста; 9 — разрывные нарушения: а) установленные, б) предполагаемые; 10 — проявления травертинов и мраморного оникса: а) исследованные авторами, б) по данным предшественников; 11 — местоположение района исследований (на врезке).

та, образуя конгломераты и брекчии мощностью до первых метров (рис. 8). Иногда они пересекают русла ручьёв, образуя небольшие водопады высо-

ковые отложения плиоцен-четвертичного возрас- серый, с массивной, иногда почковидной, сферолитовой текстурой. Местами углекислые воды просачиваются уже из травертиновых брекчий, образуя сверху свежие корки. На рис. 9 видно, как из трещитой до 1,5-2 м. Травертин в цементе светло-серый, ны, по-видимому, тектонического происхождения,



**Рис. 2.** Формирование натечных форм травертинов поверх травертиновых брекчий.



Рис. 3. Внутренняя текстура травертиновых корок.

пересекающей относительно выветрелые травертиновые отложения, вытекает карбонатный источник, из которого отлагаются свежие натечные формы травертина.

Источники с дебитом порядка 5 л/с (визуальная оценка) формируют водотоки с выраженным руслом, где под водяными пленками и текущей водой на поверхности камней образуются налеты и корочки карбоната кальция белого цвета с желтоватым



Рис. 4. Почковидная поверхность натечных форм травертина.

оттенком толщиной до 0,5 см. Структура корок — радиально-лучистая, характерная для арагонита. По мере отдаления от источника толщина карбонатных корочек на обломках аллювия уменьшается и исчезает.

# Минералогия и геохимические особенности травертинов

В аналитическом центре ИВиС ДВО РАН травертины исследованы методами химического анализа (аналитик Н. А. Соловьёва) и рентгенофлуоресцентной спектрометрии на приборе «S4 PIONEER» (аналитик Е. В. Карташёва). Минеральный состав изучен на рентгеновском дифрактометре «MAXIMA Shimadzu» (аналитик М. А. Назарова). В химико-технологической лаборатории НИГТЦ ДВО РАН проведён химический анализ травертинов и водных проб.

По результатам рентгеноструктурного анализа четыре образца травертинов определены как кальцит, два — как арагонит и один — как смесь кальцита с арагонитом. Среднее содержание СаО по данным химических анализов, проведённых разными методами в разных лабораториях, составляет 47,9%, MgO — 3,5%, FeO — 0,5%. В одной из проб отмечена примесь стронция до 1118 г./т.

Воды источников (таблица), щелочные со значением pH от 10,55 до 11,18 или близкие к нейтральным с pH — 7,35.

Пробы воды резко отличаются по минерализации. Так, проба № Д-1270 имеет относительно повышенную минерализацию, равную 825 мг/л. Водные пробы № 3036 и № 3037 пресные; их минерализация составляет 88,1 и 106 мг/л. Повышенная минерализация пробы № Д-1270 обусловлена, в основном, содержанием натрия (327 мг/л). На долю щелочных металлов приходится 97,49%-экв. Содержание катионов натрия и калия уравновешивается содержаниями хлорид-ионов, карбонат — и гидрокарбонат-ионов, которые в сумме дают 97,77%-экв.

	т соу		CLAULU AHAJIMSC	ди хидприа и	UU STATERACATER	I GUANNEDION A	ו-טבא אמאדאמ			
	№ проб		<b>D-1270</b>			3036			3037	
Компоненты	Дата отбора		29,08.12			29,08.12			29,08.12	
_	ПО, мг/л	(C土A) Mr/JI	мг-экв/л	%-ЭКВ	(C土Δ) Mr/JI	мг-экв/л	%-ЭКВ	(C土Δ) Mr/JI	мг-экв/л	%-ЭКВ
pH *			$11,18\pm0,02$			$10,55\pm 0,02$			$7,35{\pm}0,02$	
$\mathbf{K}^+$	0,1	$6,82{\pm}1,09$	0,174	1,18	$1,49{\pm}0,24$	0,038	2,33	$0,21{\pm}0,03$	0,005	0,35
$Na^+$	0,5	$327{\pm}56$	14,220	96, 31	$11, 3{\pm}1, 9$	0,492	30,17	$2,15{\pm}0,37$	0,094	6,53
$\mathrm{NH}_4^+$	0,05	<0,05			<0,05			<0,05		
$Ca^{2+}$	1,0	$7,21{\pm}0,50$	0,360	2,44	$13,7{\pm}1,0$	0,684	41,94	$4,71{\pm}0,33$	0,235	16, 32
$\mathrm{Mg}^{2+}$	0,5	$0,10{\pm}0,01$	0,008	0,05	$5,01{\pm}0,55$	0,412	25, 26	$13,4{\pm}1,5$	1,102	76,53
$\mathrm{Fe}^{2+}$	0,05	<0,05			<0,05			<0,05		
$Fe^{3+}$	0,05	$0,06{\pm}0,01$	0,003	0,02	$0,09{\pm}0,02$	0,005	0,30	$0,07{\pm}0,01$	0,004	0,28
∑ катионов		341	14,765	100	31,6	1,631	100	20,5	1,440	100
F-	0,1	<0,1			<0,1			<0,1		
Cl-	1,0	$321{\pm}23$	9,500	62,86	$14,2{\pm}1,0$	0,400	25,00	$9,93{\pm}0,70$	0,280	19,47
$CO_3^{2-}$	Расчётный	$113 \pm 1$	4,780	31,63	$27,0{\pm}0,6$	0,900	56, 25	I	I	I
$HCO_3^-$	5,0	$32,3{\pm}0,6$	0,530	3,51	$12,2{\pm}0,5$	0,200	12,50	$68, 3{\pm}0, 7$	1,120	77,89
${ m SO}_4^{2-}$	1,0	$9,61{\pm}1,63$	0,200	1,32	$1,92{\pm}0,33$	0,040	2,50	$1,44{\pm}0,24$	0,030	2,09
$NO_2^-$	0,02	<0,02			<0,02			<0,02		
$NO_3^-$	0,1	$0,24{\pm}0,02$	0,004	0,03	$0,56{\pm}0,04$	0,009	0,56	$0,52{\pm}0,04$	0,008	0,56
$PO_4^{3-}$	0,05	<0,05			<0,05			<0,05		
${ m H_3SiO4^-}$	Расчётный	$5,42{\pm}0,12$	0,057	0,38	$0,47{\pm}0,03$	0,050	3,13	I	I	I
$ m H_2SiO_4^{2-}$	Расчётный	$1,93{\pm}0,05$	0,041	0,27	$0,07{\pm}0,02$	0,001	0,06	Ι	I	I
∑ анионов		484	15, 112	100	56,4	1,600	100	80,2	1,438	100
${ m H_3BO_3}$	0,57	<0,57			<0,57			<0,57		
H <sub>4</sub> SiO <sub>4</sub> pacrb.	0,02	$0,31{\pm}0,03$			$0,07{\pm}0,02$			$0,34{\pm}0,03$		
$H_2CO_3$	Расчётный							$5,14{\pm}0,52$		
Минерализация		825			88,1			106		
Примечание. ПО -	- предел обнаруж	сения								



**Рис. 5.** Террасеты на склоне. *a*) террасеты, образуемые при растекании воды по склону (вид сверху); б) схема образования террасет: 1 — склоновые отложения; 2 — источник. Зоны формирования травертиновых корок: 2 — с микрогурами; 3 — без микрогуров.



Рис. 6. Микрогуры.

В пробе № 3036 на долю катионов щелочных металлов приходится 30,50%-экв., в пробе № 3037 — 6,88%-экв. Содержание хлорид-ионов в пробе № 3036 — 14,2 мг/л (25,00%-экв.) и 9,93 мг/л (19,47%-экв.). Обращает на себя внимание преобладание карбонат — и гидрокарбонат-ионов в пробе № 3036, которые в сумме дают 68,75%-экв.

Количество катионов кальция изменяется от 4,71 мг/л (16,32%-экв.) в пробе № 3037 до 13,7 мг/л в пробе № 3036. В пробе № Д-1270 содержание кальция составляет 7,21 мг/л. Содержание магния в пробе № 3037 наибольшее — 13,4 мг/л, что в 2,8 раза превышает содержание кальция. Его вклад в суммарное содержание катионов — 76,53%-экв. и совместно с кальцием составляет 92,85%-экв.



**Рис. 7.** Опавший лист дерева, замещенный карбонатом в источнике.

Наименьшее содержание магния — 0,1 мг/л в пробе № Д-1270. В пробе № 3036 содержание магния 5,01 мг/л (25,26%-экв.) в сумме с кальцием — 67,20%-экв.

Содержание растворённой ортокремниевой кислоты  $H_4SiO_4$  в пробе  $N_2$  Д-1270 — 0,31 мг/л, но, учитывая щелочную реакцию раствора, следует отметить, что при рH = 11,18 часть кремниевой кислоты находится в диссоциированном состоянии в виде  $H_2SiO_4^{2-}$  и  $H_3SiO^{4-}$ . Таким образом, суммарное содержание ортокремниевой кислоты составляет 7,66 мг/л.

В пробе № 3036 (рН = 10,55) ортокремниевая кислота также находится в растворе преимущественно в виде иона  $H_3 SiO^{4-}$  (0,47 мг/л), отмечается



Рис. 8. Брекчия с травертиновым цементом.



**Рис. 9.** Из трещины, пересекающей выветрелые травертиновые отложения, вытекает карбонатный источник, формирующий более молодые натечные формы травертина.

невысокое содержание иона  $H_2 SiO_4^{2-} - 0.07 \text{ мг/л}$ и молекулярной формы  $H_4 SiO_4 - 0.07 \text{ мг/л}$ .

В пробе № 3037 (рH = 7,35) вся ортокремниевая кислота присутствует в молекулярной форме  $(0,34 \,\mathrm{mr/n})$ .

Угольная кислота в пробах № Д-1270 и № 3036 присутствует преимущественно в виде гидрокарбонат-ионов. В пробе № 3037, с учётом pH раствора, угольная кислота находится в виде гидрокарбонат-ионов и частично в молекулярной форме.

#### Механизм формирования травертинов

Образование травертинов — следствие равновесно-неравновесного состояния системы вода-порода. Карбонатные отложения формируются в результате освобождения и дегазации растворённой угольной кислоты, роста рН и связанного с этим уменьшения растворимости карбоната кальция [1]. Реакция образования кальцита происходит по следующей схеме [4]:

$$\operatorname{Ca}^{2+} + 2\operatorname{HCO}_3^- = \operatorname{CaCO}_3 + \operatorname{H}_2\operatorname{O} + \operatorname{CO}_2.$$

#### Источники кальция в подземных водах

Формирование травертинов невозможно без поступления кальция в подземные воды. По нашим наблюдениям, большинство выходов источников, формирующих карбонатные отложения, травертинов, травертиновых конгломератов и брекчий находятся в пределах гипербазитового массива г. Солдатской или вблизи других тел ультраосновных пород и зон серпентинитового меланжа. В пределах массива горы Солдатской, где травертины распространены наиболее широко, отмечаются зоны меланжа с блоками пород смагинской свиты, но в сравнении с ультраосновными массивами их распространение незначительно, и источники с карбонатными отложениями вблизи этих блоков не встречены. Это довод в пользу того, что источником кальция служили гипербазиты, хотя в целом они содержат незначительное количество CaO. Основным процессом, поставляющим кальций в подземные воды, по-видимому, является серпентинизация. При этом кальций, содержащийся в оливинах, клино — и ортопироксенах гипербазитов (преимущественно гарцбургитов и дунитов), высвобождается в процессе гидратации, переходит в растворимые формы и выносится водой. Это подтверждают результаты петрографических исследований. Дуниты и гарцбургиты массива г. Солдатской, наиболее крупного на п-ове Камчатский Мыс, замещаются серпентинитом двух этапов серпентинизации, при этом карбонат выделяется по секущим прожилкам серпентина второго этапа [3].

#### Список литературы

- Аверкин Ю.А. Динамика отложения компонентов из гидротермального раствора при выкипании СО<sub>2</sub> // Геохимия. 1987. № 11. С. 1580–1585.
- Бахтеев М.К., Морозов О.А., Тихомирова С.Р., Свердлов В.С. Структурно-вещественные комплексы, тектоника и история развития Восточной Камчатки. (Отчёт по хоздоговорной теме № 214 за 1989–1992 гг.) ТГФ комитета «Камчатприродресурс», 1995.



Рис. 10. Карбонатные отложения (белое) в русле ручья, формирующегося ниже источника, вытекающего из отложений донной морены.

- Бояринова М.Е., Вешняков Н.А., Коркин А.Г., Савельев Д. П. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:200 000. Изд. 2-е. Серия Восточно-Камчатская. Лист 0–58-XXVI, XXXI, XXXII (Усть-Камчатск). Объяснительная записка. СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ. 2007. 226 с. +2 вкл.
- Бычков А. Ю., Киквадзе О.Е., Лаврушин В. Ю., Кулешов В.Н. Физико-химическая модель формирования изотопного состава карбонатных травертинов источника Тохана (Приэльбрусье, Северный Кавказ) // Геохимия. 2007. № 3. С. 269–281.
- Максимович Г.А. Генетический ряд натечных отложений пещер (карбонатный спелеолитогенез) // Пещеры. Вып 5(6). Институт карстоведения и спелеологии

пермского университета им. Горького А.А.. Пермь. 1965. С. 18.

- Масуренков Ю. П., Комкова Л.А. Геодинамика и рудопроявление в купольно-кольцевой структуре вулканического пояса. М.: Наука, 1978. 273 с.
- Набоко С. И., Луговая И. П., Загнитко В. Н. Изотопный состав кислорода и углерода в современных травертинах и гейзеритах Камчатки // Минералогический журнал. 1999. Том. 21. № 5/6. С. 33–39.
- Хотин М.Ю., Шапиро М.Н. Офиолиты Камчатского Мыса (Восточная Камчатка): строение, состав, геодинамические условия формирования // Геотектоника. 2006. № 4. С. 61–89.



УДК 551.21

М. М. Певзнер<sup>1</sup>, М. Л. Толстых<sup>2</sup>, А. Д. Бабанский<sup>3</sup>, П. Леер<sup>4</sup>, А. О. Волынец<sup>5</sup>

> <sup>1</sup> Геологический институт РАН, Москва, 119017, e-mail; m\_pevzner@mail.ru

<sup>2</sup> Институт геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского РАН, Москва

<sup>3</sup> Институт геологии рудных месторождений, петрографии,

минералогии и геохимии РАН, Москва

 $^4$  Геофизический институт Аляскинского университета, США, Фэрбенкс

<sup>5</sup> Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН,

Петропавловск-Камчатский

## Первые данные об изотопном возрасте и составе исходных расплавов пород начальной фазы деятельности вулканического массива Шивелуч, Камчатка

Впервые проведено изотопное (<sup>40</sup>Ar-<sup>39</sup>Ar) датирование лав плейстоценовой части вулканического массива Шивелуч. Приводятся первые данные о составе исходных магматических расплавов для лав и пирокластики начальной фазы деятельности массива. Появление эффузивов связывается с изменением питания магматической системы около 80 тыс. л. н.

Вулканический массив Шивелуч (главная вершина 3283 м) расположен в северной части Центральной Камчатской депрессии вблизи северной границы Тихоокеанской плиты. Считается, что Шивелуч (Старый Шивелуч) начал формироваться около 60 – 70 тыс. л.н. как огромный андезитовый пирокластический, позже как андезибазальтовый существенно лавовый вулкан [2]. Наиболее подробно изучена голоценовая активность вулкана Молодой Шивелуч (последние 11 тыс. лет), которая представлена экструзивно-эксплозивными извержениями преимущественно андезитового состава [4]. В последние годы удалось продлить детальную летопись вулканической активности как минимум до 16 тыс. лет. Было установлено, что в интервале времени 16-12 тыс. л.н. в юго-западном секторе массива активно работал Байдарный центр; его отложения представлены преимущественно лавами андезибазальтового состава [1, 2], а также многочисленными горизонтами тефр и единично крупным пирокластическим потоком [3].

Схематично весь вулканический массив можно разделить на четыре главных структурно-возрастных комплекса: начальный существенно пирокластический и более поздний существенно лавовый комплексы Старого Шивелуча; Байдарный центр и Молодой Шивелуч (рис. 1).

НФД — начальная фаза деятельности по [1] представлена мощными толщами грубообломочных пирокластических отложений, отвечающими по составу андезитам. Подошва не вскрывается. Эти отложения прослеживаются во всех секторах вул-

кана. Предположительно, активность этого этапа сопровождалась формированием экструзивных куполов, ныне погребённых под более поздними отложениями. В разных секторах верхняя граница отложений НФД находится на высотных отметках от 1000 до 2000 м (в среднем 1800 м). В восточном секторе массива вблизи кровли отложений НФД наблюдается пачка лав, имеющих состав Ol андезибазальтов. Мощности единичных лавовых потоков составляют от 3 до 7 м, максимальная протяжённость единичного лавового потока 5 км.

ЛК — лавовый комплекс перекрывает отложения НФД и представлен толщей лавовых потоков андезитового и андезибазальтового состава, связанных с работой Главной вершины и центра Западного [1]. Мощности единичных лавовых потоков могут достигать 40 — 50 м, суммарная мощность ЛК от 1000 до 1500 м.

БД — Байдарный центр расположен обособленно в юго-западном секторе массива и представлен напластованием лав андезибазальтового состава, изливавшихся из эруптивных центров Байдарный и Южный [1]. С деятельностью БД центра связаны множественные горизонты тефр, отлагавшиеся в почвенно-пирокластических чехлах склонов и подножия вулканического массива [3].

МШ — современный действующий вулкан Молодой Шивелуч расположен в крупном обвальном цирке, разрушившим южный сектор вулканического массива. Активность МШ связана с ростом экструзивных куполов и мощными эксплозиями андезитов. Активность МШ началась около 11,7 — 11,8 тыс. л. н.



**Рис. 1.** Принципиальная схема структурно-возрастных комплексов вулканического массива Шивелуч: СШ — Старый Шивелуч, в т.ч.: НФД — начальная фаза деятельности, ЛК — лавовый комплекс; БД — Байдарный центр; МШ — Молодой Шивелуч. Жирным пунктиром показана возможная максимальная высота СШ по [2]. Справа указаны места отбора и номера образцов. Прочие обозначения см. в тексте.

как существенно эффузивная; около 11,3 тыс. л. н. По результатам изотопного датирования мы можем МШ превратился в высокоэксплозивный вулкан [3]. пока говорить только о том, что существенно пи-

Для интервала последних 12 тыс. лет имеется более сотни радиоуглеродных датировок, на основании которых мы имеем возможность судить о динамике вулканической активности во времени. Для более ранних этапов жизни массива изотопных дат до настоящего времени не было.

Корректное изотопное датирование может проводиться по лавам, залегающим in situ. В постройке Старого Шивелуча наиболее древние лавовые потоки расположены на границе НФД и ЛК (рис. 1). Образец SH-11-13 взят на высоте 1640 м из пачки Ol андезибазальтов, излившихся на завершающей стадии НФД. Образец SH-11-15 — андезит из нижнего горизонта ЛК, 1675 м. Оба образца отобраны в одном разрезе восточного сектора массива в верховьях руч. Топографического.

Образцы облучались на ядерном реакторе Мак-Мастер в г. Хамильтон (Онтарио, Канада) и затем анализировались при ступенчатом нагреве в геохронологической лаборатории Геофизического института Аляскинского университета, США, Фэрбенкс.

На рис. 2 видно, что образец SH-11-15 (подошва ЛК), оказался древнее образца SH-11-13 (кровля  $H\Phi Д$ ). Однако, имеющиеся статистические ошибки измерений не позволяют говорить о выявленной инверсии, но свидетельствуют о близком стратиграфическом возрасте двух образцов. При анализе графиков плато очень хорошо видно, что обр. SH-11-13 демонстрирует весьма устойчивые характеристики. А для обр. SH-11-15 напротив, наблюдается разброс данных. На основании этого можно заключить, что возраст, полученный по обр. SH-11-13 (82 ± 12 тыс. лет), является более достоверным.

К сожалению продатированная пара образцов не дала ответа на вопрос о длительности возможного перерыва между отложениями НФД и ЛК.

По результатам изотопного датирования мы можем пока говорить только о том, что существенно пирокластическая активность начальной фазы деятельности массива Шивелуч завершилась около 80 (70 – 90) тыс. л. н.

В практике геохронологических исследований для верификации данных принято анализировать массивы дат либо проверять возраст, полученный по единичным датировкам, иными методами. Поскольку дополнительными датами мы не располагаем, то вынуждены проверять полученную датировку, опираясь на продуктивность лавовых этапов активности, допуская, что интенсивность выноса вещества была неизменной.

Установлено, что Байдарный центр работал на протяжении минимум 4 тыс. лет [3]. Главный эруптивный центр уничтожен, равно как и значительная часть лавовых потоков. Сейчас максимальная мощность лавового разреза составляет около 200 м, а протяжённость лавовых потоков около 4–5 км. Объём лав БД, с учётом возможно уничтоженных фрагментов, мог составлять от 3,4 до 5,2 км<sup>3</sup>, т.е. 1 км<sup>3</sup> лавы мог образоваться за 0,77 – 1,18 тыс. лет.

Отложения ЛК также довольно сильно разрушены. По мнению И.В. Мелекесцева, в период максимальной активности ЛК высота Старого Шивелуча могла достигать 4000 м [2]. Таким образом, при максимальной высоте лавового разреза в 2,2 км и диаметре основания около 10 км, объём лав этого комплекса мог составлять около 60 км<sup>3</sup>. т. е. объём отложений ЛК на порядок больше, чем таковой для БД.

Допуская неизменную продуктивность разных эффузивных центров массива, можно предполагать, что Лавовый Комплекс формировался на протяжении около 60 тыс. лет (50 – 70 тыс. лет). Отложения БД перекрывают лавы, входящие в состав ЛК [1]. Начало активности БД датируется возрастом около



**Рис. 2.** Диаграммы спектров значений <sup>40</sup>Ar-<sup>39</sup>Ar возраста лавовых потоков кровли НФД (SH-11-13) и подошвы ЛК (SH-11-15) вулкана Старый Шивелуч. Линия с ограничениями показывает протяжённость плато, цифры над ней — соответствующее значение возраста. Значения возраста приводятся с ошибкой ±1<sub>0</sub>.

16 тыс. лет [3]. Тогда начало активности ЛК может соответствовать возрасту 60 + 16 = 76 тыс. лет (66 - 86 тыс. лет). Рассчитанный по продуктивности лав возраст (76 тыс. лет) начала деятельности ЛК имеет тот же порядок, что и полученная для кровли НФД изотопная дата  $82 \pm 12$ . При всём несовершенстве использованного нами проверочного метода, полученный результат изотопного датирования представляется нам максимально отвечающим реальному возрасту образования первых эффузивов в пределах исследуемого вулканического массива, а также позволяет оценить возраст границы НФД и ЛК.

Итак, впервые получены значения изотопного возраста для плейстоценовой части массива; установлено, что смена типа активности Старого Шивелуча с существенно эксплозивной (НФД) на существенно эффузивную (ЛК) произошла около 80 тыс. л. н.

Чем же могли быть вызваны эти изменения? На наш взгляд одной из возможных причин смены типа активности СШ могло быть изменение режима магматического питания, возможно, связанное с возникновением нового магматического очага. Такая ситуация с принципиальной перестройкой магматической системы зафиксирована для вулканического массива Шивелуч на границе позднего плейстоцена-голоцена [3]. По результатам анализа расплавных включений в минералах пирокластических пород последних 16 тыс. лет было установлено, что магматические расплавы образуют две изолированные группы (аналогичные группы выделяются на других вариационных диаграммах) (рис. 3). В группу расплавов с пониженным содержанием MgO и повышенным — SiO<sub>2</sub> попадают все включения, содержащиеся в минералах голоценовых андезитов Молодого Шивелуча. Другая группа (с повышенным содержанием MgO, пониженным



Рис. 3. Соотношение содержания SiO<sub>2</sub>-MgO в исходных расплавах разных структурно-возрастных комплексов вулканического массива Шивелуч: 1–3 пирокластика: 1 — МШ; 2 — БД; 3 — НФД; 4 — лавы Ol андезибазальтов кровли НФД.

 $SiO_2$ ) включает все расплавы из минералов позднеплейстоценовых андезибазальтов, которые мы связываем с активностью Байдарного центра.

В настоящей публикации мы приводим наши первые данные, полученные по результатам изучения расплавных включений в минералах пород НФД (рис. 3). Образцы пирокластики (два горизонта погребённой тефры) были отобраны в долине руч. Топографического на высотных отметках 1240–1260 м. Лавы ОІ андезибазальтов отбирались в долине руч. Корыто на высоте 1650 м; стратиграфически это тот же горизонт, что образец SH-11-13. На рис. 3 хорошо видно, что фигуративные точки для лав и пирокластики НФД образуют две различные группы. При этом исходный расплав для пирокластических пород НФД практически совпадает с таковым для МШ, а исходный расплав для Ol андезибазальтов кровли НФД имеет некоторые сходные черты с расплавом пирокластических пород БД. Полученные данные позволяют предположить, что эруптивная история НФД Старого Шивелуча могла быть связана с деятельностью как минимум двух магматических очагов.

В работе [3] было показано, что появление расплава типа «Молодой Шивелуч» фиксируется в пирокластических разрезах, начиная с 11,7 тыс. л. н., после крупномасштабного обрушения постройки вулкана (обломочная лавина II). А расплав типа «Байдарный» — начиная с 16 тыс. л.н. также после крупномасштабного обрушения (обломочная лавина I). При этом ослабление деятельности «Байдарного очага» фиксируется 11,7 тыс. л. н. (после обломочной лавины II), а полное прекращение его активности 11,3 тыс. л.н. (после обломочной лавины III). На основании этих данных мы можем предполагать, что активизация и прекращение активности магматических очагов являются следствием крупномасштабных обрушений вулканической постройки, предположительно вызванных высокомагнитудными землетрясениями.

Вышеперечисленные данные позволяют предполагать аналогичный сценарий и для возрастного рубежа 80 тыс. л. н. Может быть именно это сильнейшее землетрясение, породившее андезибазальтовый очаг, с деятельностью которого мы связываем появление первых эффузивов на Старом Шивелуче, привело к значительным разрушениям постройки, сформированной на этапе НФД. К сожалению, мы пока не располагаем данными по составу исходного расплава пород Лавового Комплекса, но весьма вероятно, что он будет сильно отличаться от дацитового расплава, формировавшего пирокластические породы НФД. А граница НФД/ЛК может маркировать одну из крупнейших геологических катастроф Камчатки позднеплейстоценового времени.

Работа выполнена при финансовой поддержке Программы № 4 Президиума РАН, Программы № 9 ОНЗ РАН, а также гранта РФФИ № 13-05-00760а.

Авторы благодарны В. С. Родину и И. А. Зиброву за помощь при проведении полевых работ, а также Д. О. Герцеву за плодотворное обсуждение результатов изотопного датирования.

#### Список литературы

- Горбач Н.В. Вулкан Старый Шивелуч: геологическое строение, реконструкция эруптивных центров и характер деятельности в позднем плейстоцене // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2011. Вып. 17. С. 51–63.
- Мелекесцев И.В., Волынец О.Н., Ермаков В.А. и др. Вулкан Шивелуч // Действующие вулканы Камчатки. М.: Наука, 1991. Том. 1. С. 84–97.
- Певзнер М. М., Бабанский А. Д., Толстых М. Л. и др. Перестройка магматической системы вулканического массива Шивелуч как следствие крупномасштабных обрушений его постройки в позднем плейстоцене раннем голоцене // Доклады академии наук. 2012. Том. 447. № 3. С. 318-321.
- Ponomareva V. V., Kyle P. R., Pevzner M. M. et al. Holocene eruptive history of Shiveluch volcano, Kamchatka Peninsula // In: Eichelberger J., Gordeev E., Kasahara M., Izbekov P., Lees J. (Eds) «Volcanism and Tectonics of the Kamchatka Peninsula and Adjacent Arcs». 2007. Geophysical Monograph Series, Volume 172, P. 263–282.



УДК 551.21

В. В. Пономарева<sup>1</sup>, Н. В. Горбач<sup>1</sup>, Е. А. Зеленин<sup>2</sup>

 Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, г. Петропавловск-Камчатский e-mail: ponomareva@kscnet.ru
 <sup>2</sup> Геологический институт РАН, Москва

# Новые данные о крупномасштабных обрушениях постройки вулкана Шивелуч

В сообщении приведены новые данные о распространении и возрастах отложений обломочных лавин на южном подножии вулкана Шивелуч, полученные в результате полевых исследований 2011–2013 гг. Все лавины распространились на расстояние более 25 км от современного кратера. Впервые на южном подножии установлены отложения двух раннеголоценовых лавин, наиболее крупных за послеледниковое время.

#### Введение

Вулкан Шивелуч является одним из крупнейших вулканических центров на Камчатке и вместе со своим подножием занимает площадь более 1000 км<sup>2</sup>. Вулканический массив включает позднеплейстоценовый стратовулкан Старый Шивелуч, нарушенный необычно широким обвальным цирком, и расположенный в цирке действующий эруптивный центр Молодой Шивелуч [3, 5]. Вулканическая деятельность Старого Шивелуча началась несколько раньше 80 тыс. л. н. [7]. Ядро постройки стратовулкана сложено мощной толщей грубообломочных пирокластических отложений и перекрыто потоками лав андезитового и андезибазальтового состава. Источниками излияний лав служили не менее четырёх эруптивных центров, положение которых реконструируется вдоль периметра разрушенного сектора вулкана [2]. Подавляющий объём лав был связан с эруптивными центрами Центральный и Западный, которые расположены в центральной части массива и формировались субсинхронно. Эруптивные центры Байдарный и Южный расположены в юго-западной части постройки и их лавы формируют т.н. Байдарный отрог. Лавы Центрального и Западного центров имеют преимущественно андезитовый состав, а среди лав Байдарного отрога преобладают андезибазальты.

Возраст обрушения южного сектора Старого Шивелуча по-разному оценивался разными авторами. По данным Мелекесцева и др. [3] и Брайцевой и др. [10], обрушение произошло до начала второй стадии верхнеплейстоценового оледенения, наиболее вероятно около 30 тыс. л. н. Такого же мнения придерживались и авторы настоящих тезисов [2, 15]. С другой стороны, Belousov et al. [9] предполагали, что обрушение произошло гораздо позже, около 10 тыс. л. н. Певзнер и др. [6] утверждают, что обрушение состояло, как минимум, из трёх разновозрастных событий, которые произошли между 11 и 16 тыс. л. н. и отложения которых фиксируются как в южном, так и в восточном секторах подножия вулкана. По умолчанию считается, что обширный обвальный цирк образовался в результате первоначального обрушения постройки. Но он вполне мог подновляться и расширяться и в результате более поздних обвалов.

Отложения южного подножия вулкана на расстоянии более 20 км от кратера до сих пор практически не изучались, т. к. эта территория не имеет естественных обнажений и покрыта густым лесом. В 2011-2013 гг. нам удалось описать ряд разрезов отложений этого сектора в выемках вдоль автомобильной дороги (рис. 1). Кроме того, мы посетили несколько обнажений на реке Камчатке и обнажения вдоль рек Кабеку и Сухой Ильчинец. Нами описаны отложения нескольких обломочных лавин и определён их возраст с помощью перекрывающих их ранее датированных горизонтов тефры. Кроме того, было проведено дешифрирование космических снимков KH-9 Hexagon пространственного разрешения 6 м в стереорежиме с применением ПО Photomod 5.0 Lite (ЗАО «Ракурс»), что позволило оценить площади распространения датированных лавин.

#### Позднеплейстоценовая обломочная лавина

Обвальный цирк постройки Старого Шивелуча открыт на юг, имеет подковообразную форму и диаметр около 9 км. Отложения, предположительно связанные с первоначальным и самым крупным обрушением южного сектора вулкана, образуют характерный холмистый рельеф, прекрасно выраженный на южном подножии вулкана. Самая длинная цепь холмов тянется в ЮЮЗ направлении от вершины Старого Шивелуча вплоть до р. Камчатка (рис. 1, лавина 1). Наиболее крупные холмы расположены на расстоянии 30–35 км от вершины. Их максимальная относительная высота достигает 120 м, средняя



**Рис. 1.** Положение отложений обломочных лавин, описанных в тексте, и предполагаемые минимальные площади их распространения: 1 — позднеплейстоценовые отложения; 2 — отложения с возрастом ~ 11,7 тыс. лет; 3 — отложения с возрастом ~ 10,4 тыс. лет. Точки, в которых были описаны отложения каждой лавины, показаны тем же цветом, что и её границы. Зелёным штрих-пунктиром показана граница распространения обломочных лавин второй половины голоцена. Морены показаны светлой заливкой, точки наблюдения на них показаны белыми кружками.
составляет 50–75 м. Отложения представлены бесструктурной толщей грубообломочного материала, среди которого резко преобладают роговообманковые и пироксен-роговобманковые андезиты. Объём отложений этой лавины был оценён в  $\sim 30 \, {\rm km}^3$ [3].

На самых крупных холмах до сих пор не удалось раскопать и описать перекрывающий их почвенно-пирокластический чехол. Однако в ареале распространения крупных холмов удалось описать чехол на двух холмах меньшего размера (рис. 1), которые, по результатам дешифрирования космических снимков, скорее всего, принадлежат этой же обломочной лавине. В основании почвенно-пирокластического чехла на обоих холмах залегают два маркирующих пепла, ПЛ2 и ПЛ1, связанные с извержениями в массиве Плоских сопок. Верхний пепел  $(\Pi \Pi 2)$  имеет возраст  $\sim 10,2$  тыс. лет (здесь и далее калиброванный радиоуглеродный возраст), нижний пепел (ПЛ1) имеет возраст ~ 11,65 тыс. лет [18]. Между пеплом ПЛ1 и отложениями обломочной лавины описано ещё около 20 см супесей с неясными прослоями серых и голубовато-серых тонко - и мелкозернистых пеплов, которые могут отвечать более крупнозернистым пеплам, описанным ближе к вулкану в долине р. Сухой Ильчинец и отнесенным к деятельности эруптивных центров Байдарного отрога  $\sim 12 - 16$  тыс. л. н. [6]. В наших супесях отсутствуют какие-либо яркие маркирующие горизонты пеплов, которые дали бы возможность точно установить время начала формирования почвенно-пирокластического чехла и, соответственно, возраст залегающих под ним отложений обломочной лавины. В целом, строение низа разреза такое же, как и на морене, имеющей возраст  $\sim 23-24$  тыс. лет [3]. Холмы не перекрыты никакими отложениями, которые могли бы трактоваться как ледниковые, но они могли возвышаться над поверхностью ледника. Певзнер и др. [6] сопоставляют крупные холмы с нижней лавиной долины р. Сухой Ильчинец (лавина I) и на этом основании считают, что первоначальный крупный обвал южного сектора постройки Старого Шивелуча произошёл в позднем ледниковье (~16 тыс. л.н.), то есть уже после максимума позднеплейстоценового оледенения и после отложения морены. По нашему мнению, сопоставление отложений лавин между ЮВ и ЮЮЗ секторами подножия, хотя и может оказаться верным, в настоящее время не подтверждено данными. Тефрохронологическое же датирование в этом интервале не даёт однозначного ответа о возрасте отложений в связи с отсутствием маркирующих горизонтов.

Таким образом, возраст первоначальной и самой крупной обломочной лавины до сих пор однозначно не установлен. Мы придерживаемся мнения И. В. Мелекесцева о том, что это обрушение произошло в позднем плейстоцене. Одним из доказательств И. В. Мелекесцева был тот факт, что ледниковые отложения в южном секторе вулкана распространены гораздо дальше, чем в северном [3]. Такая

асимметрия указывает на существование в это время открытой на юг депрессии, которая была ледоёмом. Действительно, наши работы 2013 г. в пос. Ключи показали, что на его территории располагалась краевая зона ледника, который принес сюда исключительно обломки пород вулкана Шивелуч. Ледниковые отложения, вскрытые канавами вдоль восточной границы территории Ключевской вулканостанции, обнаруживают комплекс фаций «мертвого льда», типичный для краевой зоны распространения ледников. В составе окатанного обломочного материала из этих отложений резко преобладают роговообманковые андезиты типичного для Шивелуча облика. Таким образом, ледник распространился в этом направлении от Шивелуча на расстояние как минимум 45 км в то время, как в северном направлении всего на 20 км.

Другими признаками доледникового возраста первоначального обрушения южного сектора постройки Старого Шивелуча являются следы ледниковой обработки и даже подледных излияний в самых древних лавах Молодого Шивелуча, которые образовались уже внутри обвального цирка [1], а также ледниковое происхождение седловины, разделяющей северные склоны Молодого Шивелуча и массив Главной вершины Старого Шивелуча [2].

#### Раннеголоценовые обломочные лавины

С деятельностью Молодого Шивелуча в голоцене было связано не менее 60 крупных извержений, сопровождавшихся образованием пирокластических потоков, обломочных лавин, пеплопадов и лахаров [17]. Во второй половине голоцена кроме секторного обрушения постройки, предварявшего извержение 1964 г. [8], произошло ещё как минимум тринадцать аналогичных событий, отложения которых распространялись на расстояние 7–20 км [15]. Это показывает, что крупные обвалы с формированием подвижных обломочных лавин были довольно обычными событиями в жизни Молодого Шивелуча.

Отложения двух раннеголоценовых лавин были описаны М. М. Певзнер и др. в юго-восточном и восточном секторах подножия [6]. Нам пока не удалось обнаружить на южном подножии отложений лавины II этих авторов, по-видимому, её отложения залегают только на восточном склоне.

Отложения обломочной лавины III (обозначение по [6]) были ранее описаны в юго-восточном секторе подножия вулкана в долинах рек Кабеку и Сухой Ильчинец. Нам удалось установить отложения этой лавины также в южном секторе подножия на расстоянии ~ 25 км от кратера (рис. 1, лавина 2). Судя по результатам дешифрирования космических снимков, отложения этой лавины могут залегать на расстоянии до 30 км от вулкана. Эти наблюдения существенно расширяют сектор и дальность распространения этой лавины. Среди обломков пород в отложениях лавины наряду с разноразмерными глыбами пироксен-роговобманковых андезитов встречаются крупные блоки пироксен-плагиопорфировых андезибазальтов, характерных для западного сектора Старого Шивелуча. Отложения лавины перекрыты почвенно-пирокластическим чехлом, в основании которого залегает маркирующий прослой тефры ПЛ1 (~ 11,65 тыс. лет) [18]. Таким образом, возраст отложений можно оценить в 11,7 тыс. лет. Это близко к оценке возраста этой лавины (11,3 тыс. лет) согласно [6].

В долине р. Сухой Ильчинец отложения этой лавины непосредственно перекрыты отложениями пирокластического потока. Тефра этого извержения распространилась, по нашим данным, на ВЮВ и имеет мощность ~ 5 см на расстоянии более 100 км от вулкана. Тефра имеет довольно необычный для продуктов Молодого Шивелуча облик: это не пемзовые лапилли или обогащенный минералами песок цвета соль-с-перцем [11], а тускло-серый тонкозернистый пепел, на расстоянии до 30 км с включением единичных пемзовых лапилли. По облику она несколько напоминает тефру вулкана Безымянный извержения 1956 г.

Кроме того, на южном подножии нами обнаружены отложения чуть более молодой обломочной лавины (лавина 3), которые спускаются к дороге узким языком и образуют здесь крутые холмы высотой до 10 м. Отложения перекрыты почвенно-пирокластическим чехлом, в нижней части которого залегает маркирующий горизонт тефры ПЛ2 с возрастом  $\sim 10,2$  тыс. лет [18]. Под ним на отложениях лавины залегает ещё два прослоя пемзовой тефры мощностью не более 1 см каждый, которые, скорее всего, представляют собой краевые части отложений пеплопадов извержений 56 и 57 Молодого Шивелуча [17]. На отложениях лавины не обнаружено пемзовой тефры извержения 58 (~ 10,5 тыс. лет), которая имеет в этом районе мощность 4-6 см. Таким образом, возраст отложений этой обломочной лавины можно оценить в $\sim 10,\!4$ тыс. <br/>лет. Лавина с таким возрастом ранее была неизвестна. Дальность её пробега (не менее 24 км) превышает таковые всех лавин второй половины голоцена.

Отложения ещё нескольких лавин вдоль дороги не удалось датировать в связи с большой мощностью перекрывающего их почвенно-пирокластического чехла. Ясно только, что эти отложения также относятся к первой половине голоцена, поскольку они перекрыты маркирующим пеплом ХГ вулкана Хангар с возрастом ~ 7700 лет. Они могут быть аналогами вышеописанных отложений, но могут представлять собой отложения и других раннеголоценовых лавин.

Особый интерес вызывает находка отложений обломочной лавины в долине р. Камчатка на расстоянии  $\sim 35$  км от современного кратера. Это на три километра больше, чем известная дальность распространения позднеплейстоценовой лавины в юго-западном секторе (рис. 1). Отложения, состоящие из неокатанных обломков до метра в поперечнике, перекрыты пойменным аллювием и вряд ли могут быть датированы с помощью тефрохроно-

логического метода. Возможно, они принадлежат позднеплейстоценовой лавине или лавине с возрастом  $\sim 11,7$ тыс. лет.

#### Обсуждение

Таким образом, нам удалось выявить отложения нескольких крупных лавин, залегающие на южном подножии вулкана Шивелуч на расстоянии более 24–25 км от него и вплоть до долины р. Камчатка. Такая дальность пробега для пост-плейстоценовых лавин установлена впервые.

Предполагаемые площади распространения отложений (рис. 1) и сравнение их с таковыми для лавин второй половины голоцена позволяют оценить объём лавины ~ 11,7 тыс. лет в ~  $10 \, {\rm km}^3$ . Это делает её самой крупной пост-плейстоценовой лавиной Камчатки, превышающей по масштабу лавины на вулканах Камень и Камбальный [16]. Судя по присутствию в её обломочном материале фрагментов андезибазальтов, характерных для юго-западного сектора постройки Старого Шивелуча, сход этой лавины мог расширить первоначальный обвальный цирк в этом секторе. Объём отложений впервые обнаруженной нами более молодой обломочной лавины ~  $10.4 \, {\rm тыс. лет}$  (лавина 3 на рис. 1) можно оценить в ~  $4-5 \, {\rm km}^3$ .

В современной литературе описан ряд примеров влияния крупномасштабных обрушений вулканических построек на дальнейшую эволюцию вулканизма [13]. Предполагается, что уменьшение литостатического давления, связанное с удалением части вулканической постройки, может привести не только к крупным эксплозивным извержениям, но и к изменениям, и даже перестройке питающей магматической системы вулкана [14]. На примере исторических секторных обрушений активных вулканов показано, что сход обломочной лавины может предваряться или внедрением магмы в постройку (например, вулканы Безымянный и Сент-Хеленс) или образованием лавовых куполов (Молодой Шивелуч). До схода лавины 11,7 л. н. в течение нескольких столетий происходило формирование лавового комплекса Молодого Шивелуча, сопровождавшегося слабыми эксплозивными извержениями [1, 6]. Возможно, что сход крупной лавины снял нагрузку с очага, питавшего этот комплекс, после чего последовало сильное эксплозивное извержение, вызванное его декомпрессией.

В работе [6] предполагается, что более ранняя лавина II спровоцировала появление на поверхности первых расплавов «типа Молодого Шивелуча». На южном подножии вулкана нам пока не удалось обнаружить отложения этой лавины. Отсутствует она и в юго-восточном секторе подножия в долине р. Сухой Ильчинец. Если эти отложения распространены только на восточном подножии Старого Шивелуча, то остаётся неясным положение соответствующего им обвального цирка в восточном секторе постройки. Крутые восточные склоны Старого Шивелуча рассечены глубокими долинами, в части которых до сих пор лежат ледники, и на постройке не обнаруживается морфологических признаков произошедшего обвала. Поскольку не ясно, какая часть постройки могла быть вовлечена в такой обвал, неясным остаётся и механизм изменений в питающей системе вулкана, который мог привести к подъему кислых магм.

До сих пор неясным остаётся и влияние первоначального и самого крупного обрушения вулкана Старый Шивелуч на последующее развитие магматической системы вулкана. Ранее были высказаны предположения о катастрофическом извержении, последовавшем за этой лавиной [3, 10]. Однако, нам пока не удалось обнаружить большеобъёмных пирокластических отложений, которые бы залегали на лавах Старого Шивелуча или непосредственно на обвальных отложениях и могли быть связаны с этим эксплозивным извержением.

Певзнер и др. [6] документировали в жизни вулкана период длительностью по меньшей мере 4 тыс. лет, который имел место уже после первоначального обрушения постройки Старого Шивелуча, но ещё до появления типичных андезитов Молодого Шивелуча. В течение этого периода происходили умеренные извержения андезибазальтовой пирокластики, близкой по составу породам Байдарного отрога. Это дало авторам основание предположить, что сход наиболее ранней из известных обломочных лавин Шивелуча привёл к возникновению Байдарного центра. Однако, лавы близкого андезибазальтового состава известны и в гораздо более древних частях Старого Шивелуча, в частности, они залегают в основании его лавового комплекса в верховьях руч. Мутного [2, 12].

Таким образом, история эруптивной активности вулкана Шивелуч в плейстоцене до сих пор известна крайне фрагментарно. Ясно, что с начала формирования лавового комплекса Старого Шивелуча ~ 80 тыс. л.н. [7] и до позднего ледниковья на вулкане происходили многочисленные события, в том числе и обрушения его постройки. Та депрессия, в которой сейчас располагается Молодой Шивелуч, несомненно, является результатом многих событий и будет и далее модифицироваться последующими обвалами и эксплозивными извержениями.

Интересным результатом наших исследований является примирение ранее непримиримых точек зрения о возрасте крупных обломочных лавин южного подножия. Скорее всего, прав И. В. Мелекесцев, который ещё в 1970-ые годы впервые высказал предположение о доледниковом возрасте самого крупного обрушения в жизни Шивелуча [4]. В то же время оказался прав и А. Б. Белоусов, который совершенно справедливо считал отложения в среднем течении р. Кабеку раннеголоценовыми [9]. Эти отложения (лавина ~ 11,7 тыс. л. н.) действительно послеледниковые и действительно были отложены крупнейшей, второй по масштабу лавиной. Очень интересную детализацию и датирование крупнейших событий предлагает М. М. Певзнер [6]. Мы надеемся, что дальнейшие исследования самых крупных лавин, отложения которых лежат на дальнем подножии вулкана, а также недавно обнаруженных обнажений его доледниковой тефры помогут восстановить основные события жизни вулкана Шивелуч в плейстоцене и их воздействие на магматическую эволюцию вулкана.

#### Благодарности.

Выполненные исследования были проведены благодаря грантам РФФИ-ДВО РАН № 11-05-98555р\_восток\_а и РФФИ № 13-05-00346. Авторы благодарят М. М. Певзнер за участие в полевых работах 2011 г. Мы также выражаем свою признательность нашим водителям А. А. Ножикову и О. В. Толстых за их безупречную работу и большую помощь в поле.

#### Список литературы

- Горбач Н.В., Портнягин М.В. Геологическое строение и петрология лавового комплекса вулкана Молодой Шивелуч // Петрология. 2011. Том. 19. № 2 С. 140–172.
- Горбач Н.В. Вулкан Старый Шивелуч: геологическое строение, реконструкция эруптивных центров и характер деятельности в позднем плейстоцене // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2011. Вып. 17 № 1. С. 77-90.
- Мелекесцев И.В., Волынец О.Н., Ермаков В.А., и др. Вулкан Шивелуч // Действующие вулканы Камчатки. Том. 1. М.: Наука, 1991. С. 84–103.
- Мелекесцев И.В., Брайцева О.А., Эрлих Э.Н., Кожемяка Н.Н. Вулканические горы и равнины // Камчатка, Курильские и Командорские острова. М.: Наука. 1974. С. 162–234.
- Меняйлов А.А. Вулкан Шевелуч его геологическое строение, состав и извержения // Тр. Лаб. вулканологии АН СССР. 1955. Вып. 9. 264 с.
- Певзнер М.М., Бабанский А.Д., Толстых М.Л., Кононкова Н. Н. Перестройка магматической системы вулканического массива Шивелуч как следствие крупномасштабных обрушений его постройки в позднем плейстоцене — раннем голоцене // ДАН. 2012. Том. 447. № 3. С. 318-321.
- Певзнер М.М., Толстых М.Л., Бабанский А.Д. и др. Первые данные об изотопном возрасте и составе исходных расплавов пород начальной фазы деятельности вулканического массива Шивелуч, Камчатка // Материалы традиционной региональной научной конференции, посвящённой Дню Вулканолога. 2014 (настоящий сборник).
- Belousov A.B. The Shiveluch volcanic eruption of 12 November 1964: explosive eruption provoked by failure of the edifice // Journal of Volcanology and Geothermal Research. 1995. Vol. 66. P. 357-365.
- Belousov A. B., Belousova M. G., Voight B. Multiple edifice failures, debris avalanches and associated eruptions in the Holocene history of Shiveluch volcano, Kamchatka, Russia // Bulletin of Volcanology. 1999. Vol. 61. P. 324-342.

- Braitseva O. A., Melekestsev I. V., Ponomareva V. V., Sulerzhitsky L. D. The ages of calderas, large explosive craters and active volcanoes in the Kuril-Kamchatka region, Russia // Bulletin of Volcanology. 1995. Vol.57/6. 16. P. 383-402.
- Braitseva O. A., Ponomareva V. V., Sulerzhitsky L. D. et al. Holocene key-marker tephra layers in Kamchatka, Russia // Quaternary Research. 1997. V. 47. P. 125–139.
- Gorbach N. V., Portnyagin M. V., Tembrel I. I. 17. Volcanic structure and composition of Old Shiveluch volcano, Kamchatka // Journal of Volcanology and Geothermal Research, 2013. Vol. 263. P.193–208. doi: 10,1016/j.jvolgeores.2012,12.012
- Manconi A., Longpré M.-A., Walter T. R., et al., The effects of flank collapses on volcano plumbing systems. Geology. 2009. Vol. 37. P. 1099–1102.
- Pinel V., Jaupart C. Some consequences of volcanic edifice destruction. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 2005. Vol. 145. P. 68-80.
- 15. Ponomareva V. V., Pevzner M. M., Melekestsev I. V. Large debris avalanches and associated eruptions in

the Holocene eruptive history of Shiveluch volcano, Kamchatka, Russia // Bulletin of Volcanology. 1998. Vol. 59/7. P. 490–505.

- Ponomareva V. V., Melekestsev I. V. Dirksen O V. Sector collapses and large landslides on Late Pleistocene-Holocene volcanoes in Kamchatka, Russia // Journal of Volcanology and Geothermal Research. 2006. Vol. 158. P. 117–138.
- Ponomareva V. V., Kyle P. R., Pevzner M. M. et al. Holocene eruptive history of Shiveluch volcano. Kamchatka Peninsula. In: Eichelberger J., Gordeev E., Kasahara M., Izbekov P., Lees J. (Eds) «Volcanism and Subduction: The Kamchatka Region», American Geophysical Union Geophysical Monograph Series, 2007. Vol. 172. P. 263–282.
- Ponomareva V., Portnyagin M., Derkachev A. et al. Early Holocene M~6 explosive eruption from Plosky volcanic massif (Kamchatka) and its tephra as a link between terrestrial and marine paleoenvironmental records // International Journal of Earth Sciences. 2013. Vol. 102/6. P. 1673-1699.



УДК 551.4:551.214(265.53)

#### В. А. Рашидов, И. Ф. Делемень, Л. П. Аникин

Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, г. Петропавловск-Камчатский e-mail: rashidva@kscnet.ru

## Побочный вулкан Такетоми (о. Атласова, Курильские острова) в августе 2013 г.

Приводятся результаты комплексных вулканологических исследований, выполненных в августе 2013 г. на побочном конусе вулкана Алаид — Такетоми.

#### Введение

В пределах Курильской островной дуги (КОД) среди свободных аккумулиативных форм встречаются как древние, так и молодые двойные томболо [9]. Самое большое древнее двойное томболо находится в северо-восточной части залива Доброе начало на о. Итуруп, где вулкан Атсонопури причленён к берегу острова. На острове-вулкане Алаид (о. Атласова) двойное молодое томболо включает в себя побочный вулкан Такетоми и две косы, которыми вулканическая постройка была присоединена к о. Атласова (рис. 1).

Стратовулкан Алаид, расположенный на о. Атласова (рис. 2), является самым высоким вулканом Курильских островов. Высота его равняется 2339 м н. у. м. Остров-вулкан Алаид — один из наиболее активных [4, 6, 24] и самый северный вулкан в КОД. Он характеризуется многообразием вулканической деятельности — извержения его относятся к этно-стромболианскому, вулканскому, вулканско-стромболианскому и субплинианскому типам. В XX в. произошли три извержения вулкана: латеральные — Такетоми (1933–1934 гг.) и прорыв Олимпийский (1972 г.), а также терминальное (1981 г.) [2, 6, 18–21, 24–28]. В 1985–1986 гг. и в 2012 г. Алаид находился в состоянии фумарольной активности [17].

Побочный конус вулкана Алаид — Такетоми назван префектурой о. Хоккайдо в честь капитана судна «Хакухо-Мару» Е. Такетоми, наблюдавшего это извержение в январе 1934 г. [26]. Извержение сначала происходило под водой, а затем на суше и было изучено японскими вулканологами [20, 21, 25–28]. Описание хода извержения и иллюстративный материал, выполненные японскими учёными, позднее часто использовались в публикациях российских исследователей [4, 7, 8, 10–13], причём, к сожалению, не всегда с соответствующими ссылками.

Извержение Такетоми, единственное достоверное подводное извержение в КОД, происходившее на глазах людей, было, по существу, рождением нового побочного вулкана, с координатами  $55^{\circ}50'10''$  с. ш. и  $155^{\circ}40'6''$  в. д.[14, 15].

Наиболее полно ход извержения описан в работе [26]. Началом подводного извержения считается 17 ноября 1933 г., а 14 января 1934 г., в четырехстах



**Рис. 1.** Молодое двойное томболо на о. Атласова. Фото Ю. А. Лянника. 2006 г. А и Б — крайние точки профиля, представленного на рис. 5.



**Рис. 2.** Остров-вулкан Алаид и побочный вулкан Такетоми. Фото В. А. Рашидова. 2008 г.

метрах восточнее Алаида, над водой уже был виден маленький островок. В мае высота конуса достигла 145 м, диаметр конуса над уровнем воды был равен 800 м, а сам конус вытянулся в северо-восточном направлении. К августу 1934 г. извержение прекратилось. Подковообразный кратер имел в это время диаметр ~ 300 м. а высота конуса уменьшилась до 117 м. Кратер был заполнен лавой, на которой возвышались шлаковые холмы высотой до 15 м. Детальное описание морфологии постройки Такетоми приведено в работах [11, 25].

В результате извержения 1933–1934 гг. площадь острова-вулкана Алаид увеличилась примерно на 0,44 км<sup>2</sup> [26]. Общий объём извергнутого материала по оценкам Х. Танакадате [26] составляет  $\sim 41$  млн м<sup>3</sup>, а по оценкам Е.К. Мархинина [13] — 30 млн м<sup>3</sup>. Объём образованной в результате разрушения и переноса пирокластической толщи псаммито-гравийных тефроидов оценивается Е.Ф. Малеевым в 50 млн м<sup>3</sup> [12]. Это извержение не нанесло значительного ущерба растительности о. Атласова [5].

Прорыв Такетоми — единственное извержение в КОД, начавшееся под водой, а закончившееся на суше, происходило на глазах людей, образовав побочный остров-вулкан, впоследствии ставший полуостровом. Несмотря на то, что после окончания извержения прошло почти 80 лет, Такетоми до сих пор представляет интерес для учёных разных специальностей [3, 5, 14–17, 19, 22, 23].

Ландшафты Алаида и Такетоми включены в группу уникальных островных ландшафтов Тихоокеанского побережья России [3]. Побочный вулкан Такетоми представляет собой легкодоступный уникальный природный объект как для изучения взаимоотношения наземного и подводного вулканизма в пределах островных дуг, так и для проведения детальных междисциплинарных исследований [14, 15]. На вершине Такетоми расположены 12 красных шлаковых эруптивными построек, имеющих относительные высоты от 1,5 до 20 м и бокка высотой 4 м из которой в июне 1934 г. вытекал основной лавовый поток. Лавовые потоки Такетоми сложены базальтами [1, 4, 28].

За годы, прошедшие с момента окончания извержения, конус Такетоми претерпел значительные разрушения. Под одновременным действием морской абразии и дефляции он стал разрушаться сразу после окончания извержения. В результате переотложения рыхлого вулканического материала морскими течениями образовались две песчаные косы. Скорость образования кос достигала при этом 300 м/год [8, 11], а темп абразии — 50 м/год.

К осени 1936 г. западная коса достигла о. Атласова, превратив Такетоми в полуостров [27], который в честь землепроходца Владимира Атласова на российских географических и навигационных картах назван полуостровом Владимира, и образовала томболо. К августу 1946 г. южная коса тоже достиг-

ла острова, образовав двойную аккумулиативную форму — двойное томболо [7–12]. Между косами образовалось соленое озеро, получившее название Новое. В озере выросла коса, отгородившая его юго-западную часть [9]. До конца 1961 г. южная коса часто размывалась морем [1, 4, 9, 13], но 23 декабря 1961 г. она вновь причленилась к о. Атласова [13], что наблюдается и в настоящее время (рис. 1).

По мнению японских учёных образование двойного томболо проходило здесь согласно модели Багнолда [22, 23].

За 13 лет с момента образования поперечные размеры Такетоми, по данным В.И. Лымарева [11] уменьшились в направлении северо-восток юго-запад на 250 м, а в направлении западвосток — на 500 м. По данным А.И. Абдурахманова с соавторами [1] диаметр постройки Такетоми составлял 350 м, а высота — 130 м. По данным Е.Ф. Малеева [12] в 1972 г. Такетоми имел высоту 126 м и размер в поперечнике 700×450 м, а длина лавовых потоков от кратера до трёх оконечностей лавового плато составляла 450, 600 и 700 м.

Перманентное разрушение постройки побочного вулкана Такетоми авторы наблюдают, начиная с 1981 г. [15].

В августе 2013 г., во время проведения комплексных вулканологических работ на южном склоне Такетоми впервые были обнаружены видимые проявления меди, наблюдавшиеся как по трещинам, так и в виде сплошных покровов. Впервые выполненная на Такетоми модульная магнитная съёмка показала, что аномальное магнитное поле  $\Delta T_a$  в районе вулканической постройки изменяется в диапазоне  $-1700 \div 4900$  нТл, а горизонтальный градиент поля на некоторых участках превышает 250 нТл/м [16].

Геоморфологическими исследованиями установлено, что крутопадающий юго-западный гребень Такетоми полностью разрушен на участке длиной  $\sim 40$  м (рис. 3), а морские волны во время штормов перекатываются из бухты Алаидская в бухту Баклан. Во время облета вулкана Алаид 27 октября 2012 г. [17] на сделанных фотоснимках такого разрушения ещё не наблюдалось.

Но нашему мнению, разрушение постройки в этом месте происходит путём понижения профиля равновесия склона (рис. 4) вследствие совместного действия нескольких факторов денудации.

Основная часть юго-западного гребня сложена тонкослоистой (слои от первых сантиметров до первых десятков сантиметров) толщей псаммито-гравийных тефроидов, содержащих большое количество (от 20 - 80%) гравия. Повышенная пылеватость способствует выдуванию псаммо-пелитовых частиц при воздействии ветра. Невысокая природная влажность тефроидов благоприятствует размоканию их при сильном увлажнении. Разрушению склонов способствует также то, что эти породы имеют невысокие значения предела прочности породы на растяжение, свидетельством чего является то,





**Рис. 3.** Разрушение юго-западного гребня Такетоми: *a* — 2008 г.; б — 2013 г. Вид со стороны бухты Баклан. Фото В. А. Рашидова.

что на участках развития трещин, параллельных плоскости склона, ограниченные ими пластины породы легко отваливаются даже под собственным весом. Вероятно, при таких прочностных свойствах пород вся постройка Такетоми к настоящему времени была бы разрушена, если бы не упрочняющая роль лав и шлаков, бронирующих склоны и вершинную часть постройки.

Гравитационное отседание склонов Такетоми происходит вследствие того, что постройка, основание которой расположено на морском дне с уклоном 0,07 в сторону Тихого океана, слегка расползается под действием собственного веса. При этом в теле постройки образуются субвертикальные трещины растяжения, расположенные регулярно на рассто-

янии 50–70 м друг от друга и простирающиеся параллельное береговой линии.

Нельзя не учитывать и землетрясения, которые часто происходят в этом районе и могут стать спусковым механизмом для обрушения ослабленных склонов постройки Такетоми.

В тело вулканической постройки врезаны четыре обвально-оползневых цирка, у подножия которых располагаются обвально-оползневые тела. В основании обвально-оползневых тел во всех цирках залегают обвальные отложения, представленные хаотически расположенными глыбами лав и шлаков (часто с зияющими полостями между ними). Выше они перекрыты оползневыми отложениями, которые сложены обломками тефроидов. В каждом цир-



**Рис. 4.** Изменение профиля склонов юго-западного гребня Такетоми: 1 — по состоянию на август 2008 г., 2 — по состоянию на август 2013 г. Местоположение крайних точек профиля представлено на рис. 1.

ке располагается также несколько очагов осыпей. На ряде участков Такетоми сформировался довольно мощный (местами до 2 м при ширине 5–7 м) осыпной шлейф, сложенный песком и гравием из разрушенных тефроидов. Вследствие попадания влаги в зияющие трещины происходит углубление и расширение трещин и образование просадочных воронок диаметром, поперечные размеры которых достигают 4–7 м.

Участки постройки, сложенные полускальными тефроидами, разрушаются с образованием причудливых фигур (рис. 5).

Процесс дефляционного воздействия на Такетоми усиливается при сильных ветрах, когда из-за особенностей рельефа вулканической постройки, здесь происходит завихрение воздуха с интенсивным разносом вулканического материала. Такие «пыльные бури» несколько раз возникали во время проведении работ на разрушенном участке крутопадающего юго-западного склона Такетоми (рис. 6).

В разрушении нижних частей склонов вулканической постройки основную роль играет морская абразия.

Если процессы денудации не замедлятся, то, вполне вероятно, Такетоми опять станет островом, что значительно затруднит его дальнейшее изучение, а в КОД исчезнет молодое двойное томболо, возникшее на глазах людей. Следует отметить, что ещё в 1962 г. видный отечественный геоморфолог и океанолог В.П. Зенкович [8] писал о том, что через несколько десятков лет обе косы и сама постройка Такетоми могут быть размыты.

#### Выводы

Изучение побочного вулкана Такетоми в августе 2013 г. позволило лучше понять взаимоотношение наземного и подводного вулканизма в пределах островных дуг и процессы разрушения вулканических построек. В отличие от крупных вулканов, небольшие размеры Такетоми и большая интенсивность денудационных процессов позволит, при наличии заинтересованности и соответствующего финансирования, проследить препарирование постройки вплоть до вскрытия её корневых горизонтов. Сама природа предоставила нам уникальную возможность получить 3D модель вулкана, детально изучая по мере формирования каждый из его денудационных срезов. Хочется надеяться, что включение ландшафтов Алаида и Такетоми в группу уникальных островных ландшафтов Тихоокеанского побережья России [3] со временем, возможно, сделает ещё более лёгкой транспортную доступность о. Атласова, что позволит широко развернуть его междисциплинарные исследования.

Остров-вулкан Алаид может привлечь учёных и специалистов не только своей вулканологической



**Рис. 5.** Денудационные формы рельефа. Фото В. А. Рашидова. 2013 г.



Рис. 6. «Пыльная буря» над вулканической постройкой Такетоми. Фото И. Ф. Делеменя. 2013 г.

проблематикой. Во время работ на острове в августе 2013 г. нами были обнаружены видимые проявления меди [16]. Вблизи Такетоми в гравийном русле одного из ручьёв был выявлен сипаж метана, а в отобранной рядом пробе воды были определено наличие жидких углеводородов.

Похоже, что через полвека неутешительный прогноз В. П. Зенковича [8] начинает сбываться. Поэтому, по нашему глубокому убеждению, отечественным учёным в настоящее время следует незамедлительно обратить особое внимание на изучение уникального природного объекта — побочного вулкана Такетоми.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проект 12-05-00156-а) и Программе стратегического развития ФГБОУ «Камчатский государственный университет имени Витуса Беринга» на 2012–2016 гг.

#### Список литературы

- Абдурахманов А.И., Пискунов Б. Н., Смирнов И.Г., Федорченко В.И. Вулкан Алаид (Курильские острова) // Восточно-Азиатские островные системы (Тектоника и вулканизм). Южно-Сахалинск, 1978. С.85–107.
- Авдейко Г.П., Хренов А.П., Флёров Г.Б. и др. Извержение вулкана Алаид в 1972 г. // Бюл. вулканол. станций. 1974. № 50. С. 64–80.
- Бровко П. Ф., Виговская В. Н., Преловский В. И., Малюгин А.В. Рекреационно-климатическая комфортность

и природная уникальность Тихоокеанского побережья России // Морские берега — эволюция, экология, экономика. Материалы XXIV Международной береговой конференции, посвящённой 60-летию со дня основания Рабочей группы «Морские берега» (Туапсе, 1-6 октября 2012 г.). Краснодар: Издательский Дом — Юг, 2012. Т. 2. С. 313–317.

- Горшков Г.С. Вулканизм Курильской островной дуги. М.: Наука, 1967. 288 с.
- Гришин С. Ю., Баркалов В. Ю., Верхолат В. П. и др. Растительный и почвенный покров острова Атласова (Курильские острова) // Комаровские чтения. 2009. Вып. LVI. С. 64–118.
- Гущенко И. И. Извержения вулканов мира. Каталог. М.: Наука, 1979. 475 с.
- Ерофеев Ю. К. Курильское ожерелье. М.: Гос. из-во детской литературы мин. просвещения РСФСР, 1951. 224 с.
- 8. Зенкович В. П. Основы учения о развитии морских берегов. М.: Изд-во АН СССР, 1962. 710 с.
- Канаев В.Ф. Геоморфологические наблюдения на Курильских островах // Труды института океанологии. 1955. Т. XXXXII. С. 215–231.
- Корсунская Г.В. Курильская островная дуга (физико-географический очерк). М.: Гос. из-во географической л-ры, 1958. 224 с.

- 11. Лымарев В.И. О морфологической эволюции ост- 20. Imamura A., Kawase Z. A new volcano of the east рова Такетоми // ДАН СССР. 1948. Т. LXII. № 1. C.133-135.
- 12. Малеев Е.Ф. Закономерности формирования вулкано- 21. генно-осадочного материала. М.: Недра, 1982. 152 с.
- 13. Мархинин Е.К. Роль вулканизма в формировании земной коры (на примере Курильской островной дуги). 22. М.: Наука, 1967. 256 с.
- 14. Рашидов В.А. Побочный вулкан Такетоми (о. Атласова, Курильская островная дуга) // Геофизические процессы и биосфера, 2013. Т.12. № 1. С.5–13.
- 15. Рашидов В.А. Уникальный побочный вулкан Таке- 23. томи. Россия, Курильская островная дуга, о. Атласова // Сборник научно-популярных статей — победителей конкурса РФФИ 2012 г. Вып. 16 / Под ред. чл.корр. РАН В.А. Шахнова. М.: Молнет, 2013. С. 264–273. 24.
- 16. Рашидов В.А., Аникин Л.П., Делемень И.Ф. Полевые работы на побочном вулкане Такетоми (о. АтласовА, Курильские острова) в августе 2013 г. // Вест- 25. ник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2013. № 2. Вып. № 22. C. 216-224.
- 17. Рашидов В.А., Малик Н.А., Фирстов П.П. и др. 26. Активизация вулкана Алаид (Курильские острова) в 2012 г. // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2012. № 2. Вып. № 20. С. 8-15.
- 18. Федотов С.А., Иванов Б.В., Авдейко Г.П. и др. Из- 27. вержение вулкана Алаид в 1981 г. // Вулканология и сейсмология. 1981. № 5. С. 82-87.
- 19. Хренов А.П., Богатиков О.А., Лексин А.Б., Маханова Т. М. Огнедышащий край России / Пред. ред. кол. издания трудов Программы 4 фундаментальных исследований Президиума РАН академик Лаверов Н.П.. М.: ИГЕМ РАН, ИФЗ РАН. 212 с.

- coast of Alaid island // Japan. J. of Astronomy and Geophysics. 1934. Vol. 11. P. 113–116.
- Imamura A., Yosiyama R. On the growth of the volcanic islet Taketomi-zima Japanese // Japan. J. of Astronomy and Geophysics. 1934. Vol. 12. P. 109-112.
- Miyahara S. Uda T., Serizawa M. Prediction of Topographic Changes of a circular Sandy Island using Bg model // Proceedings of the 7th International Conference on Asian and Pacific Coasts (APAC 2013) Bali, Indonesia, September 24-26, 2013. P. 17-23.
- Serizawa M., Uda T., Miyahara S. Prediction of Topographic Changes of a Sandy Island // Journal of Japan Society of Civil Engineers, Ser. B2 (Coastal Engineering). 2011. Vol. 67 № 2. P. I\_606-I\_610.
- Siebert L., Simkin T., Kimberly P. Volcanoes of the World. Third edition. Smithsonian institution, University of California Press, 2010. 551 p.
- Morphological development of the Tanakadate H. volcanic islet Taketomi in the Kuriles // Proc. of the Imper. Acad. 1934. Vol. 10. №8. P. 494-497.
- Tanakadate H. Volcanic activity in Japan during the period between June 1931 and June 1934 // Japan. Journa of Astronomy and Geophysics. 1934b. Vol. 12. P.89-108
- Tanakadate H. Volcanic activity in Japan during the period between Novemberr 1935 and December 1938 // Japanese Journal of Astronomy and Geophysics. 1939. Vol. 16. P. 95-126.
- Tanakadate H., Kuno H. The volcanological and petrographical note of the Taketomi Islet in the Kuriles // Proc. of the Imper. Acad. 1935. Vol. 11. №4. P. 155–157.



УДК 549.3+553.2+552.323.6

Д. П. Савельев, Т. М. Философова

Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, г. Петропавловск-Камчатский e-mail: savelyev@kscnet.ru

## Магматические сульфиды в пикритах п-ова Камчатский Мыс

Изучены сульфидные образования в пикритах меловой смагинской ассоциации п-ова Камчатский Мыс. Сульфиды наблюдались в виде шариков и бесформенных выделений в составе расплавных включений в оливине и в межзерновом пространстве; они представлены пирротином, пентландитом, халькопиритом и их агрегатами, иногда со структурами распада твёрдого раствора. В сульфидных глобулях найдены выделения самородного золота и соединения палладия. Предложена модель, объясняющая наличие золота и платиноидов в магматических сульфидах в изученных пикритах влиянием мантийного плюма и примесью материала земного ядра.

Первично-магматические сульфидные образования встречаются в качестве включений в минералах-вкрапленниках и в межзерновом пространстве в различных вулканических породах. В лавах вулканов Ключевской группы описаны каплевидные включения сульфидов в магнетите и плагиоклазе В. А. Вахрушевым и Б. Н. Лапиным [2]. Эти авторы описывают сульфидные капли с неоднородным строением, в числе минералов определены пирротин, пентландит и, предположительно, халькопирит. В продуктах БТТИ (лавах, бомбах и лапиллях) В. М. Округиным установлены следующие сульфиды: пирит, пирротин, халькопирит, пентландит и сульфид железа, меди и никеля [5]. Сульфидные глобули имеют размер до 30 мкм, они наблюдались в основном в виде включений в фенокристаллах плагиоклаза, оливина, пироксена, шпинелида и в плагиоклазовых лапиллях. Доказательством первично-магматического генезиса сульфидов является форма их выделения — в виде сферических или каплевидных глобулей, а также нахождение их в качестве минералов-узников в фенокристаллах ранних магматических минералов. Авторы отмечают крайнюю редкость таких сульфидных образований; в частности для продуктов БТТИ сульфиды, самородные и интерметаллические соединения составляют ~1:10000 по отношению к шпинелидам [5].

Важность изучения магматических сульфидов в вулканических породах связана с тем, что при фракционировании именно сульфидная жидкость концентрирует в себе благородные металлы — элементы платиновой группы (ЭПГ) и золото. Это определяется очень высокими коэффициентами разделения сульфид/силикат для этих элементов, примерно  $10^3$  для золота и  $10^4$ – $10^5$  для ЭПГ [18]. А эти элементы, по современным представлениям, имеют достаточно большие концентрации в земном яд- ства зёрен оливина 87-90 мол. % Fo. Наблюдаются

ре (в 500-800 раз выше, чем в примитивной мантии) [17]. Поэтому даже небольшая примесь материала ядра в мантийном источнике может быть выявлена в изверженных породах путём анализа спектров ЭПГ и золота и межэлементных соотношений [напр. 16]. Учитывая современные аналитические методы, позволяющие определять содержания ЭПГ на уровне г/т при точечном анализе рудных фаз в аншлифах, магматические сульфиды являются очень перспективным объектом для петрологических исследований.

Нами изучены сульфидные образования в меловых пикритах смагинской ассоциации п-ова Камчатский Мыс. Поскольку в офиолитах п-ова Камчатский Мыс проявлена деятельность мантийного плюма, на этих породах можно проверять петрологические модели влияния источников вещества на состав различных фаз.

В южной части п-ова Камчатский Мыс развиты породы меловой офиолитовой ассоциации, включающей гипербазиты, габбро, долериты, базальты, гиалокластиты и карбонатно-кремнистые породы [1, 15]. Среди базальтов описаны породы различных геохимических типов, в том числе толеитовые базальты типа MORB, ферробазальты, обогащённые толеиты и щелочные базальты типа ОІВ [6, 9, 14, 19]. Минералогические, геохимические и изотопные характеристики вулканитов позволяют связать происхождение смагинской ассоциации с меловой деятельностью Гавайского мантийного плюма [10, 11, 19, 20].

Изученные породы являются плагиоклазовыми пикритами (океанитами), они найдены в зоне серпентинитового меланжа к востоку от гипербазитового массива г. Солдатской [7, 8]. Породы порфировые, вкрапленники оливина размером 3-7 мм составляют 40-60% объёма породы. Магнезиальность большин-





20 мкм



50 мкм



Т<u>100 мкм</u> д



25 мкм



3

100 мкм



20 мкм



5 мкм



25 мкм



25 мкм



| 100 мкм



20 мкм



10 мкм

**Рис. 1.** Изображения сульфидов, полученные на микрозонде (б) и электронном микроскопе (*a*, *в*-*п*). *a* – вкрапленник оливина с включениями шпинели и многофазным включением, состоящим из зёрен шпинели, клинопироксена, серпентинизированного стекла и сульфидного глобуля (показан стрелкой); *б* – многофазное включение с сульфидным глобулем; *в*-*e* – сульфидный глобуль, *в* – в отражённых электронах, *г*-*e* – в рентгеновском излучении (*z* – суммарное изображение Ni $K_a$  + Cu $K_a$ , *d* – Ni $K_a$ , *e* – Cu $K_{a,}$ ); *ж*-*u* – скопление сульфидных выделений в основной массе, *ж* – в отражённых электронах, *з*-*u* – в рентгеновском излучении (*s* – суммарное изображение S $K_a$  + Ni $K_a$  + Cu $K_a$ , *u* – Ni $K_a$ ); *к*-*n* – сульфидное выделение со структурой распада на никелистую и медную фазы (*к* – изображение в отражённых электронах, *л*-*м* – в рентгеновском излучении); *н* – сульфидные шарики; *о* – выделение золота в сульфиде (яркая точка), видна также структура распада сульфида на две фазы; *п* – выделение паоловита (Pd<sub>2</sub>Sn в сульфиде – светлое пятно в центре рисунка (спектр 9).

единичные крупные зональные вкрапленники плагиоклаза с составом от 90% An в центре до 78% Ап в краевой части. К субфенокристам можно отнести зёрна хромшпинелида до 0,5 мм размером. Основная масса состоит из плагиоклаза, клинопироксена, рудных минералов и различного количества разложенного стекла. Среди описанных пород встречаются как полнокристаллические разности с долеритовой структурой, так и породы с дендритовыми выделениями клинопироксена и измененным стеклом в интерстициях. Пикриты образовались из примитивных расплавов с высоким содержанием MgO при повышенных степенях плавления неистощенного мантийного субстрата, в процессе кристаллизации они дополнительно аккумулировали оливин [8].

Представленная работа посвящена сульфидным образованиям, наблюдаемым в изученных пикритах в виде шариков, округлых и бесформенных выделений как в составе расплавных включений в оливине (рис. 1, *а-в*), так и в межзерновом пространстве в основной массе (рис. 1, *ж*-*u*). Сульфиды составляют доли процента в объёме породы, размер выделений — до 0,3 мм. Сульфидные глобули внутри вкрапленников оливина наблюдаются как в виде отдельных шариков, так и в составе крупных расплавных включений вместе с зёрнами шпинели и агрегатом клинопироксена и измененного стекла. В целом, среди расплавных включений, наблюдаемых в оливине, преобладают включения, состоящие из клинопироксена и стекла, без сульфида. Это говорит о том, что рост оливина и захват включений произошёл после ликвационного разделения сульфидной и силикатной жидкостей и слияния мелких, равномерно распределённых капелек сульфидной жидкости в достаточно крупные капли. Об этом же говорит и сходство составов (точнее - однотипное разнообразие) сульфидных образований, наблюдаемых в виде включений в оливине и в межгранулярном пространстве в основной массе.

Состав сульфидов был изучен в полированных образцах на микрозонде (CAMEBAX-244 с энерго-дисперсионным спектрометром X-MAX (Oxford)) (130 анализов) и сканирующем электронном микроскопе («VEGA-3» с энергетическим спектрометром X-MAX (Oxford)) (72 анализа) в Институте вулканологии и сейсмологии ДВО РАН.

Большинство сульфидных образований имеет непостоянный состав, в основном они представляют собой смесь пентландита и халькопирита с различным соотношением Ni и Cu (рис. 2) и с примесью Со. Содержания Со обычно не превышают 1 ат.%, только в одном анализе пентландита — 2,96 ат. % (3,85 вес.% Со). В табл. 1 приведён пример нескольких анализов в пределах одного из сульфидных выделений. Часть сульфидных агрегатов образована обособленными фазами пентландита и халькопирита (рис. 1, r,  $\partial$ , e), встречаются также более однородные агрегаты, в которых при больших увеличениях видна структура распада с закономерным чередованием микроучастков, обогащённых никелем, с микроучастками, обогащенными медью (рис. 1, к; рис. 3). Иногда наблюдаются однородные образования пирротинового состава с небольшой примесью никеля — в виде отдельных сульфидных шариков или в составе пентландит-халькопиритовых агрегатов. Вблизи одного из сульфидных выделений сложного состава встречены два зёрна борнита (судя по анализу - с включениями халькопирита) размером около 2 мкм.

Необходимо отметить, что во всех полученных анализах сульфидов железо преобладает над никелем, иногда в несколько раз (в ат. %). Сульфидные агрегаты сходного состава (Со-Си-содержащий пентландит с высокой железистостью и пониженным содержанием никеля) отмечены в виде линзовидных и каплевидных выделений в ультраосновных лампрофирах западного склона Полярного Урала [12], авторы предполагают, что они могли сформироваться в ходе ликвационного обособления сульфидного расплава.

При просмотре сульфидных выделений на сканирующем микроскопе при максимальных увеличениях была сделана очень интересная находка. В двух сульфидных глобулях были обнаружены изометричные включения самородного золота размером менее 0,5 микрона (рис. 1, о). Область возбуждения в 1,5 раза больше зёрна золота, отсюда захват вмещающей матрицы сульфида. Поэтому максимальное содержание золота (из трёх анализов одного включения) получилось 2,08 ат. % (8,22 вес. %). В другом включении анализ показал 1,2 ат. % Ад и 0,52 ат. % Au (2,65 вес. % Ag и 2,11 вес. % Au),

Номер спектра	51	52	53	54	55	56	57	58	59	60	61
S	49,44	49,14	49,11	49,02	49,31	48,04	47,04	48,47	49,82	47,95	47,31
Fe	50,03	48,88	26,87	26,85	25,84	31,65	33,91	33,17	28,26	33,56	33,02
Co	0,31	0,19	0,00	0,14	0,19	0,76	0,19	0,62	0,31	0,67	0,65
Ni	0,23	1,78	2,35	3,29	1,89	19,54	18,86	17,73	5,34	17,82	15,12
Cu			21,66	20,70	22,77				16,28		3,90
Сумма	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0
мине- рал	Pr	Pr	Ср	Ср	Ср	Pn	Pn	Pn	Cp + Pn	Pn	Cp + Pn

Таблица 1. Представительные анализы сульфидов из пикритов п-ова Камчатский Мыс

Значения даны в атомных процентах, анализы приведены к сумме 100%.

Pr – пирротин, Cp – халькопирит, Pn – пентландит.



Рис. 2. Состав сульфидных выделений в пикритах п-ова Камчатский Мыс на треугольном графике Си-Fe-(Ni + Co). Синие точки – анализы, полученные на микрозонде, красные – на сканирующем электронном микроскопе.

т. е. без учёта сульфидов выделение соответствует золотосодержащему серебру.

После находки золота сульфидные глобули были ещё раз детально исследованы на сканирующем микроскопе для выявления ярких (в отражённых электронах) фаз. В трёх сульфидных глобулях (один из них - с выделением золота) было обнаружено ещё 8 выделений, представляющих из себя В одном из выделений кроме олова анализ показал

соединение палладия и олова. Максимальный размер — 1 мкм (в основном мельче 0,5 мкм) (рис. 1,  $\pi$ ). В анализ попадал вмещающий сульфид, поэтому состав минерала можно только оценить по соотношению Pd и Sn (примерно 2:1), видимо, обнаруженный минерал — паоловит (Pd<sub>2</sub>Sn). Максимальное содержание Pd в полученных анализах — 25,33 вес. %.



**Рис. 3.** Интенсивность спектров никеля и меди по профилю через сульфидное выделение со структурой распада. Видно, что содержания Ni и Cu находятся в противофазе. На изображении в отражённых электронах более светлые участки — никелистая фаза, более тёмные — медистая фаза.

наличие сурьмы. Также было найдено выделение галенита размером около 1 мкм.

Самородное золото в вулканических породах находили на Камчатке в эксгаляциях БТТИ [3]. Однако наша находка интересна тем, что золото и золотосодержащее серебро заключены в магматических сульфидах, т. е. имеют магматический генезис, а не гидротермальный или эксгаляционный. Кроме того, наряду с золотом мы обнаружили соединение палладия. Такая ассоциация (золото и платиноиды) характерна для сульфидных руд магматическо-

го происхождения, в частности для месторождений Норильского рудного поля [напр., 13]. Однако, в большинстве таких месторождений сульфиды часто перемещены более поздними процессами и оторваны от рудоносных массивов. Поэтому, несмотря на очень хорошую изученность этих объектов, споры о генезисе сульфидов и источниках благородных металлов в них далеко не закончены. В офиолитовом комплексе п-ова Камчатский Мыс выделения золота и платиноидов были найдены Р. М. Новаковым в вебстеритах [4]. Находки благородных металлов в сульфидах пикритов смагинской ассо- Список литературы циации косвенно свидетельствуют о генетической связи пикритов с нижними частями офиолитового комплекса. Кроме того, важность наших находок состоит в том, что мы можем изучить результат разделения сульфидной и силикатной фаз на достаточно ранней стадии. Доказательствами именно магматического генезиса сульфидов в изученных нами пикритах являются следующие факты: 1) положение части сульфидных образований внутри вкрапленников оливина; 2) составы сульфидных образований, как результат распада твёрдого раствора, кристаллизовавшегося из сульфидного расплава, причём все разнообразие составов наблюдается и в сульфидных глобулях внутри вкрапленников оливина, и в сульфидах основной массы; 3) некоторые сульфидные выделения имеют форму шариков или капель. Вкрапленники оливина серпентинизированы незначительно, что говорит о том, что породы не подвергались воздействию рудоносных растворов.

Находка самородного золота и платиноидов в изученных сульфидных включениях вполне закономерна. Можно предложить такую логическую схему:

 происхождение офиолитовой ассоциации п-ова Камчатский Мыс связано с меловой деятельностью Гавайского мантийного плюма;

– некоторые мантийные плюмы (в том числе Гавайский) зарождаются на границе ядра и мантии, т. е. могут поднимать к поверхности вещество ядра Земли, обогащенное ЭПГ и золотом;

- коэффициенты разделения сульфид/силикат для ЭПГ и золота превышают 10<sup>3</sup>, поэтому в расплаве, содержащем сульфид, основная масса благородных металлов растворена в сульфидной жидкости;

– изученные пикриты образовались при высоких степенях плавления ультраосновного источника, значит весь сульфид перешел в расплав, поэтому почти вся масса ЭПГ и Аи, растворенных в сульфиде, также перешла из источника в расплав, что дополнительно обогатило первичные магмы;

– при кумулятивном обогащении пикритов оливином происходило также их обогащение сульфидами — в виде захваченных глобулей в фенокристаллах оливина и в результате кумуляции капель сульфидной жидкости (из-за их высокой плотно- 10. Савельев Д.П. Внутриплитные вулканические образости).

Всё это должно было привести к тому, что пикриты оказались бы обогащены ЭПГ и золотом. Выделения золота и соединения палладия в сульфидах 11. нам удалось обнаружить. Согласно предлагаемой модели, источником этих металлов является ядро Земли.

Для тестирования данной модели необходимо по- 12. лучить данные о содержаниях ЭПГ в породе в целом и в сульфидной фазе. Возможную примесь материала внешнего ядра Земли можно также оценить, получив данные по изотопному составу Os или Ag 13. в породах и сульфидах.

- 1. Бояринова М.Е., Вешняков Н.А., Коркин А.Г., Савельев Д. П. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:200 000. Изд. 2-е. Серия Восточно-Камчатская. Лист 0-58-XXVI, XXXI, XXXII (Усть-Камчатск). Объяснительная записка. СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ. 2007. 226 с. +2 вкл.
- 2. Вахрушев В.А., Лапин Б.Н. Первично магматические сульфидные образования в лавах Камчатки и Курильских островов // Геология рудных месторождений. 1967. № 3. C. 74-78.
- 3. Вергасова Л.П., Старова Г.Л., Серафимова Е.К. и др. Самородное золото вулканических эксгаляций шлаковых конусов Большого трещинного Толбачинского извержения // Вулканология и сейсмология. 2000. № 5. C. 19-27.
- 4. Новаков Р. М., Иванов В. В., Трухин Ю. П. Находка золото-платиноидно-медно-никелевой минерализации в оливиновых вебстеритах п-ова Камчатский Мыс (Восточная Камчатка) // Никеленосные провинции Дальнего Востока: материалы конференции с международным участием, Петропавловск-Камчатский, 10-12 октября 2012 г. / Отв. ред. Трухин Ю. П.. Петропавловск-Камчатский, НИГТЦ ДВО РАН. 2012. C 47-52
- 5. Округин В.М. О рудных минералах продуктов Большого Трещинного Толбачинского извержения // Вулканология и сейсмология. 1979. №2. С. 59-71.
- 6. Портнягин М. В., Савельев Д. П., Хёрнле К. Плюмовая ассоциация меловых океанических базальтов Восточной Камчатки: особенности состава шпинели и родоначальных магм // Петрология. 2005. Том. 13. №6. C. 626-645.
- Савельев Д.П. Меловые пикриты Восточной Камчатки: 7. новые данные // Материалы конференции, посвящённой Дню вулканолога «Вулканизм и связанные с ним процессы». Петропавловск-Камчатский, ИВиС ДВО PAH. 2013. C. 118-123.
- Савельев Д. П. Плагиоклазовые пикриты п-ова Кам-8. чатский Мыс (Восточная Камчатка) // Вулканология и сейсмология. 2014? В печати.
- 9. Савельев Д. П. Внутриплитные щелочные базальты в меловом аккреционном комплексе Камчатского полуострова (Восточная Камчатка) // Вулканология и сейсмология. 2003. № 1. С. 14-20.
- вания в составе меловых океанических комплексов Восточной Камчатки. Автореф. дис. канд. геол.-минерал. наук. М., 2004. 23 с.
- Савельев Д. П., Философова Т. М. Минералогические особенности меловых щелочных базальтов п-ова Камчатский Мыс (Восточная Камчатка) Вестник КРАУНЦ. Серия Науки о Земле. 2005. № 5. С. 94-102.
- Соболева А.А., Шишкин М.А., Романова Н.В. и др. Ультраосновные лампрофиры западного склона Полярного Урала // Вестник Института геологии Коми научного центра УрО РАН. 2007. №3 (147). С. 2-7.
- Спиридонов Э. М. Рудно-магматические системы Норильского рудного поля // Геология и геофизика. 2010. Том. 51. № 9. С. 1356-1378.

- 14. Федорчук А.В., Пейве А.А., Гулько Н.И., Савичев А.Т. Петрохимические типы базальтов офиолитовой ассоциации полуострова Камчатский Мыс (Восточная 18. Mungall J. E., Brenan J. M. Partitioning of platinum-Камчатка) // Геохимия. 1989. № 12. С. 1710–1717.
- 15. Хотин М.Ю., Шапиро М.Н. Офиолиты Камчатского Мыса (Восточная Камчатка): строение, состав, геодинамические условия формирования // Геотектоника. 2006. №4. C. 61-89.
- 16. Chazey W. J., Neal C. R. Platinum-group element constraints on source composition and magma evolution 20. of the Kerguelen Plateau using basalts from ODP Leg 183 // Geochimica et Cosmochimica Acta. 2005. Vol. 69. №19. P. 4685-4701.
- 17. McDonough W.F. Compositional model for the Earth's core. In: Carlson R. W. (Ed.), The Mantle and Core,

Treatise on Geochemistry. Vol. 2. Elsevier-Pergamon, Okford. 2003. P. 547-568.

- group elements and Au between sulfide liquid and basalt and the origins of mantle-crust fractionation of the chalcophile elements // Geochimica et Cosmochimica Acta. 2014. Vol. 125. P. 265-289.
- 19. Portnyagin M., Savelyev D., Hoernle K. et al. Mid-Cretaceous Hawaiian tholeiites preserved in Kamchatka. Geology. 2008. Vol. 36. № 11. P. 903-906.
- Portnyagin M., Hoernle K., Savelyev D. Ultra-depleted melts from Kamchatkan ophiolites: Evidence for the interaction of the Hawaiian plume with an oceanic spreading center in the Cretaceous? // Earth and Planetary Science Letters. 2009. Volume 287. Issue 1-2. P.194-204.



УДК 551.21.032

А.В. Шевченко<sup>1,2</sup>, И.Ю. Свирид<sup>1,2</sup>, В.Н. Двигало<sup>1</sup>

 Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, г. Петропавловск-Камчатский е-mail: shevchenko@kscnet.ru
Камчатский государственный университет имени Витуса Беринга, г. Петропавловск-Камчатский

### Формирование экзогенного купола вулкана Молодой Шивелуч

Приведено описание процесса формирования современного экзогенного экструзивного купола вулкана Молодой Шивелуч, составленное на основе дешифрирования стерефотоизображений вулкана, а также сравнения его экструзивной деятельности со сходными процессами на других вулканических объектах. Указаны возможные причины смены экструзивного режима в 2001 г. с эндогенного на экзогенный. Установлено отсутствие ранее предполагаемых лавовых потоков на куполе вулкана.

#### Введение

Вулкан Молодой Шивелуч расположен в юго-западной части Шивелучского массива, в зоне сочленения Курило-Камчатской и Алеутской островных дуг. Координаты наивысшей точки Молодого Шивелуча — Четвёртой вершины: 56°38′ с. ш., 161°18′ в.д. Формирование вулкана в голоцене происходило в основном за счёт экструзивного процесса, следы доисторической эффузивной активности в виде мощных андезитовых и андезибазальтовых потоков наблюдаются на его восточных склонах.

В настоящее время в кратере, образованном катастрофическими событиями 1964 г., происходит интенсивное формирование экструзивного купола. Вследствие высокой интенсивности экструзивной деятельности вся поверхность дна кратера перекрыта новым экструзивным материалом, высота купола превышает высоты северной и восточной кромок кратера. Современная экструзивная деятельность на вулкане характеризуется особенностями, не свойственными прежним этапам формирования купола [11].

### Описание экструзивной активности 2001-2012 гг.

С целью описания современных экструзивных процессов на вулкане Молодой Шивелуч необходимо использовать терминологическое деление экструзивных куполов на купола эндогенного и экзогенного типов. Впервые данные типы экструзивных куполов были выделены в 1932 г. Х. Виллиамсом [22]. В отечественной вулканологии термин «экзогенный купол» использовался в работах Б. И. Пийпа [5, 6]. В. И. Влодавец [1] без обоснования причины предложил отказаться от разделения куполов на эндогенные и экзогенные и ввёл свою классификацию. Однако в настоящее время это разделение является общепринятым и лежит в основе интерпретаций экструзивной деятельности в работах многих зарубежных авторов [13, 21]. Эндогенный рост купола происходит за счёт увеличения его внутреннего ядра с поступлением новых порций лавы в пределах внешней затвердевшей поверхности (коры), экзогенный — при выжимании сквозь затвердевшую поверхность уже существующего купола лавовых образований и нагромождении их друг на друга.

Вместе с возвращением в употребление терминологического деления экструзивных куполов на эндогенные и экзогенные, авторы используют новую для русскоязычной вулканологической литературы терминологию. Термин «структуры расщепления» (crease structures, cleavage canals, petal structures) используется для обозначения экструзивных образований на поверхности уже сформированного купола в виде расходящихся отдельностей пластичного, но уже в достаточной мере закристаллизовавшегося материала (рис. 1). Термин «глыбовый панцирь» (blocky carapace) обозначает внешнюю часть экструзивного купола, покрывающую его пластичное ядро, которая вследствие температурных деформаций и механических нагрузок дробится на отдельные крупные глыбы. Образование структур расщепления и глыбовых панцирей присуще исключительно экзогенному типу формирования экструзивных куполов.

В работе [11] авторами была установлена смена типа экструзивной деятельности с эндогенного на экзогенный, произошедшая на куполе вулкана Молодой Шивелуч в 2001 г. Смена типа деятельности сопровождалась появлением структур расщепления и глыбовых панцирей. На куполе 2001 г. (рис. 2*a*) были выделены три структуры расщепления (на его западном, северо-восточном склонах и в западном секторе его вершины) и глыбовый панцирь, связанный с наиболее крупной из них.



Рис. 1. Структуры расщепления на куполах вулканов: а — Сент-Хеленс, 26 июня 1981 г., фото Д. Дзурисин; б — Ундзен, 20 января 1992 г., фото С. Накада; в — Молодой Шивелуч, 21 августа 2005 г., фото Р. Л. Весселса.



Рис. 2. Плановые аэрофотоснимки купола вулкана Молодой Шивелуч: *а* – 16 мая 2001 г.; *б* – 7 октября 2003 г., фото В. Н. Двигало; в — 12 июля 2012 г., фото И. Ю. Свирида. Здесь и далее указанный линейный масштаб соответствует среднему значению масштаба для отображённых участков местности.

В 2002 г. экзогенный рост купола продолжался. Однако на аэрофотоснимках 7 октября 2003 г. отмечаются признаки обратной смены экструзивного режима с экзогенного на эндогенный: на рис. 26 мы можем видеть три крупных экструзивных блока, выжимающихся в западной части купола. Из наблюдаемых ранее структур расщепления сохранилась только одна - северо-восточная, она практически не изменила своей формы. Образование каких-либо новых экзогенных экструзивных форм на куполе 2003 г. не наблюдается.

В 2004 г. экзогенная экструзивная деятельность возобновилась (рис. За и Зб) и происходит по настоящее время (рис. 2в и 3в), сопровождаясь образованием структур расщепления и глыбовых панцирей на поверхности старого эндогенного купола.

#### Вероятный механизм экзогенного формирования купола

Схематическое изображение разреза купола, наглядно отображающее особенности современного экструзивного процесса, представлено на рис. 4.

Преобладающая форма структур расщепления зеркально симметричная — позволяет предположить, ся по поверхности старого эндогенного купола и на-

что на первых стадиях их формирования выжимание происходит по линейной трещине в теле эндогенного купола. В случае дальнейшей проработки канала, либо изначального образования в эксплозивной воронке [18] структуры расщепления могут приобретать радиальную или иррегулярную форму. В большинстве случаев экзогенный экструзивный процесс начинается с образования трещин в затвердевшем теле эндогенного купола.

По образовавшейся трещине на поверхность начинает поступать пластичный экструзивный материал, который под воздействием напряжений, возникающих от неравномерности остывания и кристаллизации, расщепляется на изогнутые гладкие отдельности и, таким образом, формирует структуру расщепления. Материал структуры расщепления на периферии растрескивается и распадается на отдельные глыбы, формируя вокруг себя первообразованную часть глыбового панциря. В то же время под гладкой поверхностью структуры расщепления выжимается ещё пластичный материал, формирующий монолитное ядро экзогенного купола.

Пластичное ядро, постепенно остывая, расходит-



**Рис. 3.** Перспективные фотоснимки купола вулкана Молодой Шивелуч: *a* – 29 мая 2004 г., фото С. А. Хубуная; *б* – 28 июля 2004 г., фото М. Е. Зеленского; *в* – 25 января 2012 г., фото Ю. В. Демянчука. Стрелкой показано зеркало скольжения.

чинает затвердевать. Мощность глыбового панциря, покрывающего пластичное ядро, постоянно увеличивается вследствие растрескивания остывающего материала вглубь и его дробления на глыбы. Монолитное ядро также дробится на глыбы при оползании вниз по склону старого купола. Глыбы, сформированные при дроблении ядра, являются более крупными по сравнению с глыбами, составляющими поверхностный глыбовый панцирь. Многочисленные фотографии подобных экструзивных образований подтверждают наличие самых крупных глыб во фронтальной, вскрытой обвалами внутренней части (рис. 5).

При дальнейшем движении вниз по склону экструзивный материал полностью теряет пластичность и затвердевает. Происходит оползание отдельных, не связанных между собой глыб, которые удерживаются на склоне за счёт своей массы и силы трения. В таком случае мы можем говорить об оползании глыбового панциря по поверхности эндогенного купола. Края панциря оползают быстрее центральных частей, так как краевые части вследствие постоянных осыпаний истончаются, что приводит к относительному (по сравнению с центральными) уменьшению нагрузки на подстилающую поверхность и, таким образом — к относительному уменьшению сил трения. Этим объясняется выгнутость структурных линий на поверхности панциря против направления движения (рис. 3б).

Центральные части могут замедлять свой ход вплоть до остановки, в случае которой нагромождение надвигающегося сверху на остановившийся участок материала будет происходить до достижения им критической массы, обусловленной пределом устойчивости на поверхности склона. При его превышении масса глыб в центральной части обваливается, обнажая подстилающую поверхность, зачастую проработанную до приобретения типичной формы зеркала скольжения (рис. 3*a*) вследствие оползания панциря.



**Рис. 4.** Схематический разрез экзогенного купола: 1 — тело эндогенного купола; 2 — осыпная мантия эндогенного купола; 3 — пластичный экструзивный материал.

Таким образом, формирование экзогенных экструзивных образований происходит неразрывно с последующим постоянным их разрушением. Кроме гравитационных факторов, причинами разрушения также являются часто сопровождающие процесс экструзивного роста эксплозии.

Рис. 6 иллюстрирует выделенные в работе [11] типы структур расщепления на активном куполе Молодого Шивелуча в 2001 г. и морфологически сходные с ними — на вулкане Ундзен (извержение 1991–1995 гг.) [18, 19]. Обе показанные радиальные структуры (рис. 6*a* и 6б) имеют также и плоскость зеркальной симметрии, однако следует отметить, что радиальная структура расщепления на куполе Молодого Шивелуча относительно этой плоскости не совсем симметрична: по одну её сторону мы наблюдаем четыре отдельности, по другую три, поверхность отдельностей — гладкая. Структура расщепления на вулкане Ундзен, напротив почти совершенно симметрична и относительно зер-





кальной плоскости: по три отдельности выжаты в разные стороны, их поверхность имеет характерные ступенеобразные неровности поперёк направления выжимания, обозначаемые в работе [13] «striations». Из структур расщепления Молодого Шивелуча такую ступенчатость имеет только иррегулярная (рис. 6д), по мнению авторов настоящей работы, это свидетельствует о прерывистом процессе её образования. В дополнение к ступенчатости она также имеет полосчатость (термин «banding» в работе [13]), которой не обладает ни одна из структур расщепления вулкана Ундзен.

Поперечная трещиноватость внешних ребер нижних отдельностей зеркально-симметричной структуры расщепления активного купола Молодого Шивелуча (рис. 6в), очевидно, возникла уже после их выжимания вследствие разламывания их поверхности при изгибании от внутренних напряжений в процессе расхождения в разные стороны. Крылья аналогичной структуры расщепления на вулкане Ундзен (рис. 6г) расходятся без разделения на отдельности.

Иррегулярная структура расщепления на вулкане Ундзен (рис. 6е) образовалась в конце ноября 1991 г. на поверхности одним месяцем ранее сформированного экзогенного купола, а не старого эндогенного, как в случае Молодого Шивелуча (рис. 6*д*). Подобные события — образование трещины на поверхности экзогенного купола с последующим выжиманием из неё материала структуры расщепления — на вулкане Молодой Шивелуч имели место в 2012 г. (рис. 2в).

Такие процессы могут происходить при условии полного застывания экзогенных экструзивных образований ещё на вершине купола. В этом случае новая трещина проходит не только в теле эндогенного купола, но и в затвердевшем теле экзогенного. Поступающий по трещине новый пластичный материал погребает под собой старый, уже затвердевший.

нагромождения новых экзогенных экструзивных образований поверх прежних.

#### Возможные причины смены типа экструзивной активности

Смена типа экструзивной активности с эндогенного на экзогенный может обуславливаться достижением критической массы купола, при этом продвижение крупных участков его постройки вверх без их разламывания, сопровождающегося выходом свежего материала на поверхность, становится невозможным. В таком случае также вероятно продолжение деятельности в виде не экзогенного роста купола, а катастрофического обрушения, как это имело место в 1964 г. Иными словами, в настоящее время наличие экзогенной формы экструзивной деятельности вулкана Молодой Шивелуч в некоторой мере предохраняет его активный купол от катастрофического обрушения.

Также вероятной причиной появления экзогенного типа экструзивной деятельности, может быть изменение физических свойств экструзивного материала за счёт вариаций его состава. Повышение содержания кремнекислоты с 60,41 - 61,30% SiO<sub>2</sub> (данные на 1980 г.) [4] до 62,44 – 62,52% SiO<sub>2</sub> было зафиксировано ещё при извержении 1993 г. [10], а в 2004 г. была установлена смена состава вещества с андезитового на андезитодацитовый (63,47 – 64,17% SiO<sub>2</sub>) [2].

Ритманом [7] в отношении определения зависимости физических свойств магматического расплава от его состава предлагается следующий подход: «Образовавшиеся уже на глубине в очаге или в канале кристаллы... становятся "мёртвым грузом" и не принимаются во внимание при сопоставлении химического состава магмы и рода извержения. Поэтому решающим для характера извержения является не химический состав всей магмы, а только химический состав остаточного расплава» [7, стр. При этом рост купола осуществляется посредством 172]. В работе [2] было указано, что при общем



**Рис. 6.** Структуры расщепления на куполах вулканов: *а*, *в*, *д* — Молодой Шивелуч, 16 мая 2001 г., фото В. Н. Двигало; *б*, *г* — Ундзен, 3 июня 1991 г.; *е* — Ундзен, 24 ноября 1991 г., фото С. Накада.

андезитодацитовом составе образцов с купола 2004 г. их остаточное стекло является риолитовым (79,42% SiO<sub>2</sub>). Предыдущее известное значение содержания кремнекислоты в остаточном стекле изверженных пород вулкана Молодой Шивелуч составляло по данным работы [9] на 1993 г. — 76,08% (при 61,26% в общей массе).

Экзогенные экструзивные процессы, подобные наблюдаемым в настоящее время на куполе Молодого Шивелуча, на других вулканах чаще всего происходят при извержении вещества кислого состава. Так на вулкане Сент-Хеленс с октября 1980 г. по октябрь 1986 г. отмечено 15 эпизодов роста нового купола, каждый из которых начинался с периода эндогенной экструзивной деятельности и продолжался по экзогенному типу [14]. По содержанию кремнекислоты породы нового купола относятся к дацитам  $(62,51 - 63,78\% \text{ SiO}_2)$  с риолитовым (77,05 - 78,67%)SiO<sub>2</sub>) остаточным стеклом [17]. При сравнении с тефрой прежних извержений Сент-Хеленс [15] можно отметить их приблизительное (в пределах ±3%) соответствие по кремнекислоте в общей массе, однако остаточное стекло 1980–1986 гг. является на 4 – 8% более кислым, чем у продуктов всех известных предыдущих эруптивных событий. В процессе извержения 1990-1995 гг. на вулкане Ундзен было сформировано 13 экзогенных экструзивных образований [19] дацитового состава (64,54 - 65,45% SiO<sub>2</sub>),

остаточное стекло одного из них содержит 75,83% SiO<sub>2</sub>, пяти других, для которых удалось отобрать образцы — 78,03 — 78,70% SiO<sub>2</sub> [20]. На вершине вулкана Редаут в 2009 г. происходил рост экзогенного экструзивного купола андезитового состава (59,23 - 62,36% SiO<sub>2</sub>), с риолитовым остаточным стеклом (77,92-79,57% SiO<sub>2</sub>). Начало роста предварялось серией из 18 эксплозивных событий, большая часть образцов пемз и шлаков которых при содержании 57,30-62,45% SiO<sub>2</sub> в общей массе имеет не настолько кислое (66,57 – 74,65 % SiO<sub>2</sub>) остаточное стекло [12]. Лавы вулкана Мерапи представлены породами от основного до среднего состава, причём кислотность на протяжении всей его эруптивной истории увеличивалось. С конца XIX в. и по настоящее время для его экструзивной деятельности характерно появление экзогенных образований, в этот период содержание SiO<sub>2</sub> в общей массе варьируется от 53,9до 58,2%, а в стекле — от 71,2 до 78,1% [16].

#### Обсуждение результатов

В предшествующих работах [2, 3] описанные выше экзогенные экструзивные образования интерпретируются как лавовые потоки. По нашему мнению, они не могут быть названы лавовыми потоками, так как их форма и структура поверхности демонстрируют отсутствие каких-либо следов даже самого высоковязкого течения [11].



**Рис. 7.** Экзогенный купол вулкана Молодой Шивелуч (*a*) в сравнении с доисторическими андезитовыми лавовыми потоками на восточном склоне этого вулкана (б).

По аэрофотоснимкам (рис. 7) мы можем сравнить современные экзогенные экструзивные образования Молодого Шивелуча и старые андезитовые потоки на восточном склоне этого вулкана. Очевидно, что лавовые потоки сохраняют каплевидную форму и выраженный фронт даже по прошествии тысяч лет после их образования, несмотря на процессы эрозии (рис. 76). У экзогенных экструзивных образований вулкана Молодой Шивелуч каплевидная форма отсутствует, мощность их фронтов не превышает мощность вершинных частей (рис. 7*a*). Такая морфология наблюдается на протяжении всего последнего эруптивного цикла, начиная с 2001 г.

При рассмотрении структур расщепления становится очевидно, что слагающий их материал во время выхода на поверхность ещё может обладать пластичностью, но не способен к вязкому течению под действием силы тяжести, так как при его наличии невозможно образование расходящихся в разные стороны отдельных пластин, имеющих острые грани. Структуры расщепления образованы твердым (в субаэральных условиях) материалом, пластически деформированным в процессе экструдирования.

Не представляется возможным, чтобы в эруптивном канале одновременно продвигались магмы с разными физическими свойствами (способные и не способные к вязкому течению под тяжестью собственной массы) и, не смешиваясь, одновременно выходили на поверхность. Таким образом, мы можем заключить, что наличие структур расщепления, подтверждает отсутствие лавовых потоков на куполе вулкана Молодой Шивелуч.

В отечественной вулканологии ещё Б. И. Пийпом было отмечено строгое разграничение эффузивной и экструзивной активности: «требующими уточнения терминами являются "эффузия" и "экс-

трузия" ... эти термины принято считать синонимами... Тот или иной термин применяется или в зависимости от выбора исследователя,... или по установившейся традиции... Мы предлагаем эти два термина разграничить» [5, стр. 31]. Это разграничение по-прежнему лежит в основе отечественных исследований вулканических процессов: «Экструзивными называют извержения высоковязкой магмы, которая не способна образовать поток» [8, стр. 76], и имеет под собой достаточные основания, происходящие из физических различий в механизме эруптивного процесса.

Несмотря на отсутствие эффузивной активности на вулкане Молодой Шивелуч в настоящее время, она возможна в его дальнейшей деятельности, поскольку свидетельства прошлых эффузий — доисторические лавовые потоки — имеют место на его постройке.

#### Заключение

С 2001 г. по настоящее время происходит новый цикл активности вулкана Молодой Шивелуч. На поверхности активного экструзивного купола из жестко-пластического материала формируются не наблюдавшиеся прежде образования: структуры расщепления и глыбовые панцири, свидетельствующие о смене типа экструзивной деятельности с эндогенного на экзогенный.

Экструзивная деятельность вулкана Молодой Шивелуч в новом цикле сопровождается мощными эксплозивными событиями, крупными обвалами, сходами пирокластических лавин и грязевых потоков. Так как эти явления представляют высокую опасность для людей и объектов окружающей среды, необходимы постоянные исследования активного купола вулкана, в настоящее время производимые в недостаточном объёме.

Наиболее надежным и в то же время безопасным методом исследования деятельности Молодого Шивелуча является геоморфологическое дешифрирова- 10. Хубуная С.А., Жаринов Н.А., Муравьёв Я.Д. и др. ние, осуществляемое на основе стереофотограмметрической обработки материалов аэро — и наземных фототопографических съёмок. Отсутствие этих ма- 11. териалов за некоторые годы невосполнимо лишает нас достоверных данных об исследуемом объекте, количественных и качественных характеристиках его деятельности. Для составления целостной картины морфодинамических процессов, формирующих 12. активный купол вулкана Молодой Шивелуч его аэрофотосъёмка должна производиться при каждом наблюдательном облёте не реже двух раз в год.

Авторы благодарят Ю.В. Демянчука, С.А. Хубу- 13. Fink J. H., Anderson S. W. ная, М.Е. Зеленского и Р.Л. Весселса за предоставленные фотоматериалы, а также А.П. Максимова за консультации по теме работы.

#### Список литературы

- 1. Влодавец В. И. О вулканологической терминологии // Бюллетень вулканологической станции. 1954. № 21. C. 43-46.
- 2. Горбач Н.В. Первый лавовый поток на экструзивном куполе вулкана Шивелуч, 2004 г. // Вулканология и сейсмология. 2006. № 2. С. 9-16.
- 3. Жаринов Н.А., Демянчук Ю.В. Рост экструзивного купола вулкана Шивелуч (Камчатка) в 1980-2007 гг. по геодезическим наблюдениям и видеосъёмке // Вул- 17. канология и сейсмология. 2008. № 4. С. 3-13.
- 4. Мелекесцев И.В., Двигало В.Н., Кирсанова Т.П. и др. 300 лет жизни камчатских вулканов: Молодой Шиве- 18. луч (анализ динамики и последствий эруптивной активности в XVII-XX вв.). Часть II. 1965-2000 гг. // Вулканология и сейсмология. 2004. №1. С. 5-24.
- 5. Пийп Б. И. Материалы по геологии и петрографии района рек Авачи, Рассошины, Гаванки и Налачевы 19. Nakada S., Shimizu H., Ohta K. на Камчатке // Труды Камчатской комплексной экспедиции 1936-1937 гг. 1941. Вып. 2. 132 с.
- 6. Пийп Б.И. Новое эруптивное состояние вулкана Шевелуч с конца 1944 по май 1945 гг. и некоторые заме- 20. чания о геологической структуре этого вулкана и его прошлых извержениях // Бюллетень вулканологической станции на Камчатке. 1948. №14. С. 38-51.
- 7. Ритман А. Вулканы и их деятельность. М.: Мир, 21. 1964. 438 c.
- 8. Слёзин Ю.Б. Механизм экструзивных извержений // Вулканология и сейсмология. 1995. № 4-5. C. 76-84.
- 9. Толстых М. Л., Наумов В. Б., Бабанский А. Д. и др. Состав расплава и условия кристаллизации андезитов вулкана Шивелуч (Камчатка) по данным изучения

включений в минералах // Доклады Академии наук. 1998. Том. 359. №5. С. 676-679.

- Извержение вулкана Шивелуч в 1993 г. // Вулканология и сейсмология. 1995. № 1. С. 3-19.
- Шевченко А.В., Свирид И.Ю. Геоморфологические особенности формирования современного купола вулкана Молодой Шивелуч // Материалы XI Региональной молодёжной научной конференции «Исследования в области наук о Земле», 26 ноября 2013 г. Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН. 2013. С. 45-60.
- Coombs M.L., Sisson T.W., Bleick H.A. et al. Andesites of the 2009 eruption of Redoubt Volcano, Alaska // Journal of Volcanology and Geothermal Research. 2013. Vol. 259. P. 349-372.
- Lava domes and coulees // Sigurdsson H. ed. Encyclopedia of volcanoes, Academic Press. 2000. P. 307-319.
- 14. Fink J. H., Malin M. C., Anderson S. W. Intrusive and extrusive growth of the Mount St. Helens lava dome // Nature. 1990. Vol. 348. P. 435-437.
- Gardner J. E., Rutherford M., Carey S. 15. et al. Experimental constraints on pre-eruptive water contents and changing magma storage prior to explosive eruptions of Mount St. Helens volcano // Bulletin of Volcanology. 1995. Vol. 57. Iss. 1. P. 1-17.
- 16. Innocenti S., Marmol M-A. del, Voight B. et al. Textural and mineral chemistry constraints on evolution of Merapi Volcano, Indonesia // Journal of Volcanology and Geothermal Research. 2013. Vol. 261. P. 20-37.
- Melson W.G. Monitoring the 1980-1982 Eruptions of Mount St. Helens: Compositions and Abundances of Glass // Science. 1983. Vol. 221. P. 1387-1391.
- Nakada S. Photographic records of eruption products at Unzen Volcano during May 1991-May 1992 // Unzen Volcano: the 1990-1992 Eruption. Fukuoka, Japan, The Nishinippon and Kyushu University Press. 1992. P. 12-20.
- Overview of the 1990-1995 eruption at Unzen Volcano // Journal of Volcanology and Geothermal Research. 1999. Vol. 89. P.1-22.
- Nakada S., Motomura Y. Petrology of the 1991-1995 eruption at Unzen: effusion pulsation and groundmass crystallization // Journal of Volcanology and Geothermal Research. 1999. V. 89. P. 173-196.
- Swanson D.A., Dzurisin D., Holcomb R.T. et al. Growth of the lava dome at Mount St. Helens // Fink J.H. ed. The emplacement of silicic domes and lava flows: Geological Society of America special paper 212. 1987. P. 1-16.
- Williams H. The history and character of volcanic 22.domes // Univ. Calif. Publ. Bull. Dept. Geol. Sci. 1932. 21. P. 51-146.



УДК 551.21+550.42

### Г.Б. Флёров, В.В. Ананьев, Г.П. Пономарёв

Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, г. Петропавловск-Камчатский e-mail: flerov@kscnet.ru

# Минералогия пород вулканов Острый и Плоский Толбачиков, исторических извержений и первого этапа формирования зоны шлаковых конусов

Пространственная сопряжённость вулканических проявлений зоны шлаковых конусов и стратовулканов Острый и Плоский Толбачики вызвала полемику в отношении сценария поступления исходных для этих объектов магм к поверхности и положения магматических очагов, их продуцирующих. Геологическая история Толбачинского вулканического центра и результаты исследований, изложенные в [1, 7, 8], показали существенные различия в геодинамике вулканических процессов, сформировавших стратовулканы и зону шлаковых конусов, и был высказан тезис об относительной независимости и отсутствии прямого наследования их вулканизма. В настоящей статье приводятся результаты сравнительного анализа химического и минерального состава пород стратовулканов и базальтоидов глинозёмистого типа зоны шлаковых конусов, дается оценка физико-химических условий их кристаллизации и приводятся некоторые суждения об их петрогенезисе.

Геологическое строение вулканов Острого и Плоского Толбачиков и состав слагающих их пород ранее были описаны В. А. Ермаковым [3]. В дополнение к изложенному в упомянутой работе нами в одном из ранних лавовых потоков Острого Толбачика было обнаружено много ксенолитов габбро, пироксенитов и оливинитов размером до 2 см. В настоящей статье приводятся данные петрографо-минералогического изучения пород, отобранных авторами при полевых работах.

Из всего объёма вулканитов зоны шлаковых конусов для исследования минерального состава были использованы выборки пород: исторических извержений, как типичных представителей базальтоидов субщелочного глинозёмистого типа и этапа смены вулканизма центрального типа на трещинный. При этом из переходного этапа были отобраны образцы с северо-восточной зоны, пересекающей вулкан Плоский Толбачик, из дайки мегаплагиофирового андезибазальта и крайнего южного конуса зоны шлаковых конусов. Составы породообразующих минералов определялись на рентгеновском микроанализаторе «Сатеbах» в ИВиС ДВО РАН. Исследования проводились в мономинеральных шаш-

ках, включающих зёрна размером более 0,2 мм. Это позволило получить статистически объективную и равнозначную информацию о составах минералов вкрапленников и субфенокристаллов.

Рассматриваются три породные ассоциации: 1 — стратовулканов Острый и Плоский Толбачики; 2 — исторических извержений: прорывы Южный (1975–76 гг.), извержение им. 50 лет ИВиС (2012–13 гг.) и вершинных извержений кратера Плоского Толбачика 1966, 1970, 1975 гг.; 3–1-го этапа формирования зоны шлаковых конусов.

Для пород стратовулканов (ассоциация 1) типичны структуры мелкопорфировые, серийно-порфировые, в меньшей степени встречаются субафировые. Текстуры пород — массивные. Породы представлены оливин-пироксен-плагиоклазовыми разностями, в подчиненном количестве всегда присутствует ортопироксен, титаномагнетит. Среди фенокристаллов одним из первых кристаллизуется оливин, ортопироксен приурочен к поздней стадии. Его кристаллы часто включают реликты оливина, клинопироксена и плагиоклаза. Отмечаются и обратные взаимоотношения, где уже оливин и ортопироксен представлены в виде реликтов в клинопироксене. Во всех минералах вкрапленников встречены включения стекла. Структуры основной массы пород обычно интерсертальные и микролитовые. В основной массе, кроме вышеперечисленных минералов, отмечаются микролиты пижонита и встречен кварц.

Лавы Южного прорыва и извержения 2012–13 гг. (ассоциация 2) представлены оливин-плагиоклазовыми разностями с явным преобладанием плагиоклаза. Главной структурной особенностью их является наличие крупных мегакристаллов плагиоклаза. Породам типичны пористые текстуры. Клинопироксен встречается единично, ортопироксен отсутствует. Породам Южного прорыва свойственны макроструктуры мегаплагиофировые, лавы извержения 2012–13 гг. представлены только субафировыми разностями. Структуры основной массы пород обычно витрофировые.

Вулканиты 1-го этапа зоны шлаковых конусов (ассоциация 3) характеризуются широкими вариациями структурного облика и переменным коли-



**Рис. 1.** Корреляционная диаграмма Na<sub>2</sub>O<sup>+</sup> K<sub>2</sub>O – SiO<sub>2</sub> для пород Острого и Плоского Толбачиков, исторических извержений и 1-го этапа вулканизма зоны шлаковых конусов. 1, 2 – стратовулканы Острый и Плоский Толбачики (ассоциация 1): валовый состав пород (1), основная масса (2); 3, 4 – исторические извержения в зоне шлаковых конусов (ассоциация 2): валовый состав пород (3), основная масса (4); 5 – поле составов вулканитов 1-го этапа формирования зоны шлаковых конусов (ассоциация 3. Стрелки – тренды эволюции пород стратовулканов. Для построения петрохимических диаграмм использовались данные авторов и материалы публикаций [1–5, 7–9]. Новые анализы на содержание петрогенных оксидов выполнены рентгенно-флюоресцентным методом на спектрометре «Пионер» в ИВиС ДВО РАН.

чественно-минеральным составом. В минеральной ассоциации вкрапленников и субфенокристаллов всегда присутствуют плагиоклаз, клинопироксен и оливин. Кроме того, отмечаются разности содержащие так же и ортопироксен.

На диаграмме рис. 1 видно, что породы ассоциация 1 и 2, слагают две компактные дискретные совокупности, каждая из которых связана линейной корреляционной зависимостью. Соответственно, они представлены базальтами, андезибазальтами и трахибазальтами, трахиандезибазальтами и относятся к нормально-щелочному умеренно калиевому и умеренно-щелочному высоко калиевому типам [7, 8]. Вулканиты значимо различаются как по щёлочности, так и по содержанию всех других оксидов. Породы стратовулканов отличаются более продвинутым интервалом кремнекислотности (SiO<sub>2</sub> - 49,2-56,8% против 49,4-53,6%), существенно меньшими концентрациями щелочей и титана. Отмеченные тенденции распределения петрогенных элементов валовых составов пород прослеживаются составами их основных масс, которые закономерно продолжают тренды их эволюции. В то же время, составы пород стратовулканов заметно варьируют по щёлочности, что выражается двумя трендами их эволюции.

Если составы пород ассоциаций 1 и 2 образуют субпараллельные тренды эволюции с постепенным изменением щёлочно-кремнекислотного отношения, то иная картина наблюдается в сравнении таковыми ассоциации 3. Породы ассоциации 3 занимают промежуточную позицию в интервале кремнекислотностью 49,5–52,8%, образуют ортогонально ориентированные линии регрессии составов с тенденцией резкого изменения щёлочности и титана. Следует заметить, что промежуточные составы с аналогичной тенденцией повышения щёлочности отмечаются и для части вулканитов стратовулканов.

Составы минералов из пород ассоциаций 1 и 2 значимо различаются по содержанию компонентов и в то же время на диаграммах характеризуются сходной конфигурацией распределения в кристаллизационных рядах типа, что иллюстрируется рисунком 2. Минералы из пород каждой отдельно взятой ассоциации слагают компактные совокупности с субпараллельными линиями регрессии, образуют сопряженные поля точек с частичным перекрытием.

Оливины, свойственные породным группам ассоциаций 1 и 2, различаются по концентрации CaO и интервалу содержания форстеритового минала: Fo<sub>79-58</sub> (Ol 1) против Fo<sub>76-69</sub> (Ol 2) (рис. 2). Примечательно то, что в ряде случаях Ol 1 и Ol 2 взаимо-



**Рис. 2.** Вариационные диаграммы соотношения Fo-CaO в оливинах из пород стратовулканов Острый и Плоский Толбачики и зоны шлаковых конусов.. 1 — оливины ассоциации 1; 2, 3 — оливины ассоциации 2: Южный прорыв Большого трещинного Толбачинского извержения (2), трещинное Толбачинское извержение 2012–2013 гг.; 4 — поле оливинов ассоциации 3.

образно обнаружены в расположении чуждых им минеральных совокупностей.

Плагиоклазы значимо различаются по содержанию ортоклазовой компоненты. При этом плагиоклазы ассоциации 1 обладают существенно более основным составом ранних кристаллических фаз и представлены рядом анортит-лабрадор (Pl 1) с интервалом An (%) — 92–52, Ort (%) — 0,41–2,56. Составы таковых ассоциации 2 соответствуют лабрадору с интервалом An (%) — 73–52 (Pl 2), Ort (%) — 1,78-4,40. Равно как и в случае оливинов обе минеральные совокупности включают плагиоклазы, свойственные им по составу, но обнаруженные в породах другой ассоциации. Кроме того, был встречен кристалл Pl 1, включающий реликт Pl 2.

Минералы из пород ассоциации 3 отличаются широкой вариабельностью составов, а их фигуративные точки укладываются в области таковых обеих описанных выше ассоциаций (рис. 2).

Шпинелиды во всех породах представлены титаномагнетитами. При сходных содержаниях титана и алюминия титаномагнетиты, включенные в оливины и пироксены, из пород ассоциации 2 отличаются меньшей железистостью и повышенными содержаниями хрома.

Клинопироксены из пород ассоциации 1 представлены рядом диопсид — авгит с магнезиальностью 87–65, а из пород ассоциации 2 — авгитом в интервале магнезиальности 82–66. Клинопироксены ассоциации 2 отличаются более высокими содержаниями титана

Ортопироксены ассоциации 1 и 3 представлены непрерывным рядов состава бронзит — гиперстен с интервалом магнезиальности 23–34. В последних в одном случае ортопироксен был обнаружен во включении в оливин.

Различия химических составов пород находят своё отражение в составах стёкол. Породам каждой ассоциации свойственны свои составы стёкол, которые существенно различаются по щёлочности (Gl 1 и Gl 2). В представительных породах каждой ассоциации они продлевают тренды эволюции порода — основная масса — матричное стекло (рис. 3). Однако, в ряде пород ассоциации 1 и 3 отмечается оба типа матричных стёкол, что свидетельствует о вариациях химической среды кристаллизующихся пород. Более того, щелочные стекла Gl 2, являющиеся принадлежностью вулканитов ассоциации 2, определены во включениях в оливины, ортопироксены, клинопироксены и плагиоклазы из пород как стратовулканов, так и ассоциации 3 (рис. 3).

Различия химического, петрографического, минерального состава пород, состава минеральных фаз и стёкол вулканитов Толбачинских стратовулканов (ассоциация 1) и субщелочных глинозёмистых базальтоидов исторических извержений (ассоциация 2) и нелинейная корреляционная зависимость между составами пород двух ассоциаций позволяют



**Рис. 3.** Вариационная диаграмма соотношения Na<sub>2</sub>O + K<sub>2</sub>O - SiO<sub>2</sub> в основных массах пород, стеклах матричных и включенных в минералы. 1-3 - породы ассоциации 1: основная масса (1), стекла матричные (2), в оливинах и пироксенах (3); 4-6 - ассоциация 3: основная масса (4), стекла матричные (5), в оливинах и пироксенах (6); 7 - поле составов основной массы и стёкол ассоциации 2; стрелки - тренды эволюции основная масса - матричные стекла в породах ассоциации 3.

рассматривать их как производные двух относительно самостоятельных базальтоидных магм разного состава. Эти магмы являются исходными, соответственно, для стратовулканов Острого и Плоского Толбачиков и трещинных извержений в зоне шлаковых конусов.

Для установления P-T условий кристаллизации магмы стратовулканов были использованы составы пород, минералов и стёкол с учётом их равновесности. Расчёты проводились для случая «сухого» расплава по парагенезисам расплав-оливин, расплав-оливин-ортопироксен, расплав-оливин, расплав-оливин-ортопироксен, расплав-ортопироксен — клинопироксен и расплав-оливин для случая ненасыщенного водным флюидом расплава [6]. Параметры условий кристаллизации были определены в интервалах значений ( $1150-1200^{\circ}C$ ) $\pm 40^{\circ}C$ , ( $7,5\pm 2$ ) кб и ( $1070-1090^{\circ}C$ ) $\pm 40^{\circ}C$ ; (4-7,5) $\pm 3,3$  кб соответственно, что предполагает начало кристаллизации ранних минеральных фаз в области глубины 20 км.

В то же время, линейный характер распределения петрогенных элементов относительно кремнекислотности пород ассоциаций 1 и 2 и субпараллельность трендов эволюции составов минералов и матричных стёкол свидетельствуют о формировании серий пород отдельно взятой ассоциации в результате процессов кристаллизационной дифференциации этих магм.

Однако, ряд фактов свидетельствуют о сложной неоднозначной обстановке, сложившейся в очаге, продуцирующем на поверхность магмы стратовулканов. К их числу относятся: смещение точек полей составов пород и минералов ассоциации 1 в область таковых ассоциации 2; промежуточный состав пород ассоциации 3 и широкая вариабельность составов минералов из них; наличие стёкол разной щёлочности в породах ассоциации 1 и 3. Все эти данные свидетельствуют о неравновесной и меняющейся физико-химической обстановке среды в процессе формирования пород, что предполагает роль гибридизма в их петрогенезисе, и позволяют сделать вывод об определённой взаимосвязи пространственно разделённых источников магм, выразившейся с одной стороны в прямом их смешении, с другой – в привносе щелочной компоненты в магму в процессе её кристаллизации. Геологическим подтверждением их парагенетической связи служит пространственная сопряжённость вулканических проявлений извержений центрального типа и трещинных извержений зоны шлаковых конусов. Не исключена и роль ассимиляции в образовании гибридной магмы, о чём косвенно свидетельствуют находки коровых ксенолитов в лаве Острого Толбачика. Предполагается, что процессы, приведшие к образованию гибридной магмы и её кристаллизации

# Секция II

Геодинамика зоны перехода океан-континент: геофизические исследования в областях современного и четвертичного вулканизма, природные катастрофы. происходили в промежуточном и периферическом очагах, непосредственно из которых она поступала на поверхность, формируя стратовулканы.

#### Список литературы

- Брайцева О. А., Мелекесцев И. В., Флёров Г. Б. и др. Голоценовый вулканизм Толбачинской региональной зоны шлаковых конусов // Большое трещинное Толбачинское извержение, Камчатка 1975–1976 гг. М: Наука. 1984. С. 177–222.
- Волынец А.О., Мельников Д.В., Якушев А.И. Первые данные о составе продуктов Толбачинского извержения им. 50-летия ИВиС (Камчатка) // ДАН. 2013. Т. 452. № 3. С. 303–307.
- 3. *Ермаков В.А.* Формационное расчленение четвертичных вулканических пород. М.: Недра. 1977. 223 с.
- 4. Иванов Б. В. Андезиты Камчатки. М.: Наука. 2008. 470 с.
- Кирсанов И.Т., Пономарёв Г.П. Извержения вулкана Плоский Толбачик и некоторые особенности их продуктов // 1974. Бюл. Вулканол. станций. 1974. № 50. С. 53–63.

- Пономарёв Г. П., Пузанков М.Ю. Распределение породообразующих элементов в системе основной-ултраосновной расплав-шпинель, оливин, ортопироксен, клинопироксен, плагиоклаз по экпериментальным данным: геологическое приложение. М: «Пробел 2000». 2012. 664 с.
- Флёров Г. Б., Андреев В. Н., Будников В. А., Цюрупа А.И. Петрология продуктов извержения // Большое трещинное Толбачинское извержение, Камчатка 1975–1976 гг. М: Наука. 1984. С. 225–276.
- Флёров Г. Б., Мелекесцев И.В. Извержение 2012 2013 гг. как результат продолжающейся активности Толбачинской региональной зоны шлаковых конусов (Ключевская группа вулканов, Камчатка) // Материалы региональной конференции «Вулканизм и связанные с ним процессы», посвящённая Дню вулканолога, 29–30 марта 2013 г. Петропавловск-Камчатский. 2014. С. 139–144.
- 9. *Эрлих Э. Н.* Петрохимия кайнозойской Курило-Камчатской провинции. М: Наука. 1966. 277 с.



УДК 551.2

В. И. Андреев<sup>1</sup>, И. Ф. Делемень<sup>1</sup>, Е. С. Рылов<sup>1</sup>

<sup>1</sup> Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, г. Петропавловск-Камчатский е-mail: via@kscnet.ru

<sup>2</sup> Камчатский государственный университет имени Витуса Беринга, Петропавловск-Камчатский, 683 032; e-mail: via@kscnet.ru

### Основные результаты комплексных радиогеологических исследований при изучении Налычевских горячих ключей (Природный парк Налычево)

В период с 2010 по 2013 годы при проведении полевых научно-исследовательских лагерей-экспедиций КамГУ им. Витуса Беринга на территории Налычевского природного парка проведены режимные наблюдения и периодические замеры расходов и температур водотоков. Исследована γ- и α-радиоактивность отложений термальных источников. На основании полученных данных сделан вывод о том, что на рассматриваемом этапе развития отмечается существенное изменение параметров зон разгрузки Налычевской гидротермальной системы.

#### Введение

Рассматриваемый район расположен в обширной депрессии в верховьях реки Горячей между хребтами Жупановским на северо-востоке, Пиначевским на западе и горой Купол на северо-западе. Депрессия представляет собой сравнительно плоскую долину абсолютной высотой порядка 530 м, размером приблизительно  $5 \times 6$  км, слабо наклонённую к юго-юго-западу.

Налычевские термальные источники вызывают большой интерес у специалистов и просто жителей и гостей Камчатки, однако до сих пор представления о строении, происхождении и дальнейшем развитии исследуемого района не однозначны. В данной работе представлены результаты радиогеологических исследований, позволяющие уточнить существующие представления о строении и возможных трендах развития Налычевской гидротермальной системы.

# Краткие сведения о строении и развитии Налычевской гидротермальной системы

В структурном отношении Налычевская гидротермальная система является частью Налычевского горста, а по другим представлениям, разгрузка термальных вод происходит в пределах депрессии, обрамлённой Корякско-Авачинской и Дзендзур-Жупановской группами вулканов. Ю. П. Масуренков выделил на этой территории Налычевской купольно-кольцевую структуру, формирование которой началось в мел-палеогеновое время [3]. Структура долгоживущая, её развитие продолжается в голоцене и в настоящее время.

Существенным в тектоническом режиме этой купольной структуры было образование в её сво-

довой части кальдеры обрушения, а также заложение протяженного Термального рифта. Этот рифт шириной 2,5-8км, глубиной 200-700 м. образовался в начале среднего плейстоцена. Рифт сформирован системой субпараллельных разломов со ступенчатым погружением к его оси узких блоков клиньев. К рифту приурочены вулканы Дзензур, Ааг, Арик, а на юго-западном его продолжении находится линейная четвертичная депрессия Паратунки с многочисленными экструзиями кислых вулканитов. В северо-восточном направлении Термальный рифт трассируется системой молодых разломов в районе вулкана Жупановские Востряки [3]. В пределах этой рифтовой системы расположены термальные и минеральные источники долины р. Налычева и северного подножья вулкана Корякский, в том числе Налычевские источники.

Вероятно, вдоль рифта в верхние горизонты земной коры периодически поступает магма, формирующиеся при этом магматические интрузии и дайки служат источником теплового питания для термальных вод.

#### Краткая характеристика зоны разгрузки Налычевских месторождения термальных вод

Гидротермальный резервуар системы вскрыт четырьмя скважинами. На поверхности разгрузка термальных вод происходит в пределах термальных площадок «Котёл», «Грифон Иванова», а также трёх групп нисходящих термальных источников в долине реки Горячая.

Термальная площадка «Котёл» 200 × 300 м — травертиновый купол, вершина которого над окружающей территорией ~ 5 м, общее превышение в контурах всей площадки не менее 15 м. Размеры травертиновой залежи значительно превышают её видимую



**Рис. 1.** Карта фактического материала: *a* — расположение объекта работ на карте; б — схема участка работ; *в* — термальная площадка «Котёл»; *г* — термальная площадка «Грифон Иванова».

обнажённую часть (более чем в 6 раз). Гидротермальные изменения пород (карбонатизация, ниже аргиллизация и пропилитизация), прослеживаются на глубину более 200 м. Конечный результат метаморфизма фильтрующихся вод — прежде всего потеря всего карбоната кальция. Основной компонент осадков из этих вод — травертин. Наблюдается прогрессирующий вынос калия и HCO<sub>3</sub>.

Для Налычевской гидротермальной системы характерны быстрые (в историческом масштабе) изменения структуры разгрузки термальных вод. В течение нескольких десятилетий отмерли термальные источники на вершине травертинового купола «Котёл» и образовался грифон Иванова. Эти со-

бытия связываются с техногенным воздействием на систему. Однако очевидно, что при этом значительную роль сыграла структура проницаемых зон в резервуаре. Наличие других неактивных травертиновых куполов, отмирание которых произошло до освоения источников (например, травертины Медвежьей тундры), а также циклическое строения разреза таких куполов (чередование травертинов с отложениями иного генезиса), свидетельствует о значительной роли неотектонических процессов в развитии системы тепломассопереноса. Вероятно, значительную роль в развитии системы играла динамика неотектонических движений в Налычевской купольно-кольцевой структуре (с мел-палеогена вплоть до голоцена) с периодическими полными обращениями режима. При этом максимумы вулканической активности совпадали с замедлением темпов тектонического поднятия, а минимумы с ускорением. Это даёт основание утверждать, что отмеченные выше разногласия о развитии территории — кажущиеся, поскольку каждый из исследователей акцентировал внимание на отдельных аспектах строения территории.

#### Измерения температуры источников в 2010-2013 гг.

Работы по измерению температуры термальных вод источниках проводились в наиболее тёплое время года с 20 по 30 июля 2010, 2012 и 2013 гг. Для учёта влияния погодных условий в контрольной точке ежедневно измерялась температура воздуха в трёх контрольных точках — у Грифона Иванова, на травертиновом куполе «Котёл» и у жилого домика экспедиции (база). По итогам анализа хода температур в таких точках можно сделать вывод, что в отмеченные периоды времени температура приземного слоя воздуха в солнечные дни составляла в среднем ~ 20°. Незначительное повышение температуры (*T*) на 2–4° С наблюдалось на термальной площадке Котёл, особенно на участках, покрытых тёмным песком.

Во время наблюдений почти не ощущались циклоны, кроме 23 и 27 июля 2012 г., когда парк «Налычево» на сутки попадал под влияние циклонов и температура воздуха уменьшалась на 5° С. В процессе замеров расход ручья Термального возрос вдвое и вернулся к прежнему состоянию за август 2012. В сравнении с данными 60-х годов прошлого века общие тенденции в режиме гидротерм и составе термальных вод кардинально не изменились.

Измерения температуры источников выполнялись в дни, когда температура воздуха составляла  $20 \pm 2^{\circ}$  C, поэтому влияние погодных условий на температуру термальных вод не сказывалось. По итогам наблюдений, в истоке дренажного канала из грифона Иванова температура с 2010 по 2013 г. не изменялась, и составила  $68^\circ\,\mathrm{C},$ тогда как расход воды в нём менялся от 25 л/с в 2010 г. до 13 л/с в 2012 г. В зоне разгрузки тёплых источников в долине р. Горячая отмечено возрастание температуры со временем. Наибольшие изменения отмечены в источниках, расположенных над осевой частью термоподводящей зоны (2-я тёплая лужа). Здесь в 2010 г. была измерена температура  $40^{\circ}$  C, в 2012 г. —  $41^{\circ}$  C, и в 2013 г. – 43° С. В двух группах источников, расположенных в периферийной части зоны, температура составила соответственно 37° C, 38° C и 40° C.

# Измерения радиоактивности пород и газов в 2010–2013 гг.

Параметры γ (мкР/ч) и α-радиоактивности (кБк/м<sup>3</sup>) часто независимы друг от друга и вариации их значений связаны с разными факторами [2, 5, 6]. Методика полевого исследования

Общие сведения о низкой радиоактивности Камчатки и радоновой опасности восточной зоны полуострова описаны предыдущими исследователями [2]. В районе Налычевских источников высокая до 30 мкР/ч точечно локализованная гамма-радиоактивность, представленная в плане небольшими пятнами с повышенными содержаниями радия, была впервые установлена Ю.М Пузанковым в 1964 г. Наиболее высокие содержания радия концентрировались в верхней части травертинового покрова под плотной известковой коркой на глубине  $\sim 30 \, \text{см}$  [4]. В спонтанном газе Налычевских источников было выявлено сравнительно невысокое (по сравнению с рядом других высокотемпературных источников) содержание радона [5, 8]. Мы допускаем возможность резких колебаний выноса радиоактивных элементов [4].

На весьма вероятное нарушение равновесности в рядах распада естественных радиоактивных элементов при вулканической и гидротермальной деятельности обращали внимание основоположники ядерной вулканологии [6, 7]. Такая неравновесность обусловлена существенными различиями физико-химических свойств материнских и дочерних радиоизотопов и может достигать нескольких порядков [1, 6].

Представленное исследование существенно дополняет и в общих чертах подтверждает данные и представления предыдущих исследователей. Обратим внимание на некоторые знаковые положения.

На протяжённой моренной гряде в 1 км к востоку Термального ручья<sup>1</sup> значения у замерены в пределах 3 мкР/ч, α – 2 кБк/м<sup>3</sup>. В контрольных точках, с замерами на которых начиналась каждая серия (день) исследований оба параметра у мкР/ч и α кБк/м,, различались обычно не более, чем на 10%, γ не превышала 4 мкР/ч, α была в пределах 4 кБк/м. Во время редких циклонов с понижением атмосферного давления α незначительно повышалась. Объёмная активность радона в спонтанном газе грифона Иванова также была небольшой, сопоставимой с таковой в придонных газах трёх ванн и не превышающей α в контрольных точках. Максимальные значения у на поверхности травертинов и гидротермально-изменённых пород до 46 мкР/ч. В почвенном воздухе  $\alpha$  до 98 бк/м<sup>3</sup> были явно повышенными по сравнению с данными предыдущих исследований (и данными автора по другим объектам).

Высокие значения γ были не стабильны в пространстве и во времени. В ряде случаев значимые вариации отмечались в течение первых часов. Максимумы разных лет были приурочены к зонам изменённых пород и обычно отклонялись от прошлогодних, иногда на десятки метров. Максимумы α также были приурочены к измененным породам и, как правило, положение точек этих максимумов

<sup>&</sup>lt;sup>1</sup>Далее в тексте — ручей.

не совпадало по годам. Этот параметр гораздо стабильнее, чем ү, и в течение 10 дней каждого года измерений почти не менялся.

В целом столь высокие значения α или объёмной активности радона, очевидно, связаны с эманирующими коллекторами — накопителями радия. Принципиальная схема подобного эманирующего коллектора была представлена ранее [1].

#### Выводы

Режимные наблюдения и периодические замеры расходов и температур водотоков указывают на развитие гидротермальной системы

 По проявлению радиоактивности в пределах исследованной площади выделяются три зоны: низкой, средней и высокой гамма — и альфа активности

2. На исследованной территории действуют (и возможно образуются) эманирущие коллекторы, которыми могут быть сульфаты радиобаритов.

3. Высокая радиоактивность вызвана «мерцающими» проявлениями радиоактивности, пока мало изученными.

4. Проявления и вариации радиоактивности указывают на активизацию гидротермальной системы и хорошую проницаемость среды от активной зоны до земной поверхности.

В общем случае дочерние радиоизотопы значительно активнее (подвижнее) материнских. В паре <sup>238</sup>U и <sup>226</sup>Ra это правило нарушается. Уран выносится близнейтральными водами, а радий фиксируется сульфатами, может частично замещать Ва в барите и формировать эманирующие коллекторы [1, 7, 8].

В итоге во время режимных наблюдений и замеров расход и температура термальных источников Налычевских обычно стабильны, лишь иногда варьируют. Причины вариаций могут быть различны, в том числе возможны эндогенные факторы.

Работа выполнена по тематике и при финансовой поддержке

Программы ФНИ государственных академий наук на 2013–2020 гг., тема № 12-Ш-А-08–171 «Изучение геологического строения и условий образования кальдер и связанных с ними геотермальных месторождений на Камчатке», а также Программы стратегического развития КамГУ им. Витуса Беринга на 2012–2016 г.г.

Авторы искренне благодарят д.ф.-м.н. П. П. Фирстова за постоянный интерес к нашим работам и периодическую техническую помощь.

#### Список литературы

- Андреев В.И. Распределение естественных радиоактивных элементов в твёрдых вулканитах и радиогенных газах из вулканов и гидротерм Камчатки и Курил. Петропавловск-Камчатский: КамГУ им. Витуса Беринга, 2013. 157 с.
- Иванов В.В. Экологическая геохимия элементов. Книга 6. М.: Недра, 1996. С. 287 — 589.
- Масуренков Ю.П., Комкова Л.А. Геодинамика и рудообразование в купольно-кольцевой структуре вулканического пояса М.: Наука, 1978. 271 с.
- Пузанков Ю. М., Бобров В.А., Дучков А. Д. Радиоактивные элементы и тепловой поток земной коры полуострова Камчатка. Новосибирск: Наука. 125 с.
- Сугробов В.М., Вакин Е.А. Основные результаты комплексных исследований и их применение при изучении геотермальных месторождений. Геотермические и геохимические исследования высокотемпературных гидротерм. М.: Наука, 1986. С. 189–201.
- 6. *Титаева Н.А.* Геохимия природных радиоактивных рядов распада. М.: ГЕОС, 2005. 225 с.
- Чердынцев В. В. Ядерная вулканология.- М.: Наука, 1973, 208 с.
- Чирков А. М. Радон в газах некоторых вулканов и гидротермальных систем Камчатки. Вулканизм и глубины земли. М.: Наука, 1971. С. 359 — 364.



УДК 550.83:551.214(265.53):681.3

Ю. И. Блох<sup>1</sup>, В. И. Бондаренко<sup>2</sup>, А. С. Долгаль<sup>3</sup>, П. Н. Новикова<sup>3</sup>, В. А. Рашидов<sup>4</sup>, А. А. Трусов<sup>5</sup>

<sup>1</sup> Москва, yuri\_blokh@mail.ru;

<sup>2</sup> Костромской ГУ им. Н.А. Некрасова, г. Кострома;

<sup>3</sup> Горный институт УрО РАН, г. Пермь;

4 Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН,

г. Петропавловск-Камчатский;

 $^5$  ЗАО «ГНПП Аэрогеофизика», г. Москва

# Комплексные геофизические исследования подводного вулкана 3.8 (Курильская островная дуга)

С помощью оригинальной интерпретационной технологии изучен подводный вулкан 3.8, входящий в Чиринкотанскую группу подводных вулканов Курильской островной дуги.

#### Введение

Использование современных компьютерных технологий для обработки данных, полученных дальневосточными учёными в последней четверти XX в. при изучении Охотоморского склона Курильской островной дуги, в настоящее время находит широкое применение [1–11, 15].

Курильская островная дуга (КОД) — важный элемент зоны перехода от Азиатского материка к Тихому океану. КОД — типичная островная дуга Восточной Азии. Это классическая двойная дуга, состоящая из внутренней (вулканической) и внешней (тектонической) дуг, разделённых междуговым трогом. С юго-востока она сопряжена с Курило-Камчатским глубоководным желобом, а с северо-запада граничит с Курильской котловиной. Охотоморский склон КОД осложнен подводными вулканами.

В экспедициях с борта НИС «Вулканолог» для большей части КОД и прилегающих участков Охотского моря был выполнен комплекс морских геофизических работ (эхолотный промер, непрерывное сейсмоакустическое профилирование, гидромагнитная съёмка) по системе пересекающихся галсов со средним межпрофильным расстоянием 5 км и со сгущением на отдельных участках до 0,5–1 км. Общий объём отработанных профилей ~ 60 000 погонных км. В пределах КОД выделено 8 вулканических зон [14].

Выделенные зоны находят своё отражение в структуре аномального магнитного поля  $\Delta T_a$  исследуемой территории. Большинство подводных вулканов контрастно отражается в магнитном поле, им соответствуют интенсивные локальные аномалии, не нарушающие общий характер поля. Большая часть вулканических построек характеризуется намагниченностью, близкой к направлению современного магнитного поля Земли. Интенсивность локальных аномалий, наблюдаемых над подводными вулканами КОД, изменяется от 70 до 1000 нТл. Выявлено большое количество высокоградиентных зон магнитного поля, горизонтальный градиент в пределах которых нередко превышает 100 нТл/км.

В настоящей работе с помощью оригинальной интерпретационной технологии [1–11] изучен подводный вулкан 3.8, входящий в состав Чиринкотанской подводной вулканической группы [14].

#### Подводный вулкан 3.8

Подводный вулкан 3.8 расположен на Охотоморском склоне КОД ~ в 47 км к юго-западу от о. Чиринкотан (рис. 1) и удалён от вулканического фронта на 77 км. Вулкан был изучен в 25 рейсе НИС «Вулканолог» в 1986 г.

Вулкан поднимается со дна Курильской котловины, глубина которой в этом месте достигает 3130 м и представляет собой довольно правильную изометрическую постройку с диаметром основания на поверхности дна  $\sim 6 \,\mathrm{km}$  и относительной высотой  $\sim 950 \,\mathrm{m}$  (рис. 2, 3, 4*a*).

Крутизна склонов, практически лишенных осадков, достигает 20–25°. Основание вулкана с налеганием перекрыто толщей горизонтально-слоистых осадков Курильской котловины, мощность которых составляет более 700 м. Размер погребенного под осадками основания вулкана —  $10 \times 11$  км, а полная высота постройки ~1700 м. Объём постройки — около 50 км<sup>3</sup>. К подводной вулканической постройке приурочена положительная аномалия магнитного поля  $\Delta T_{\rm a}$  интенсивностью 300 нТл (рис. 4б).

К востоку от постройки подводного вулкана 3.8 на профилях непрерывного сейсмоакустического профилирования выделяется антиклинальная складка (рис. 2), которая на наш взгляд, может быть связана с внедрением магмы в осадочную толщу и образованием в связи с этим куполообразной структуры. Вершина куполообразной структуры в настоящее



**Рис. 1.** Подводные вулканические постройки, изученные в пределах Охотоморского склона Курильской островной дуги с помощью оригинальной интерпретационной технологии.


**Рис. 2.** Профиль А-А' непрерывного сейсмоакустического профилирования через подводный вулкан 3.8. Местоположение профиля представлено на рис. 4.



Рис. 3. Рельеф подводного вулкана 3.8.



**Рис. 4.** Подводный вулкан 3.8: *a* — батиметрия; б — аномальное магнитное поле Δ*T*<sub>a</sub>; *в* — распределение эффективной намагниченности на поверхности вулкана; *г* — 3D распределение эффективной намагниченности, изображенное на поверхности вулкана. А-А' — местоположение профиля, представленного на рис. 2, 5 и 8.



**Рис. 5.** Изображение, синтезированное системой СИНГУЛЯР для локализации особых точек функции, описывающей аномальное магнитное поле  $\Delta T_a$  подводного вулкана 3.8 на профиле A-A', с наложенным рельефом дна по данным эхолотных промеров. Местоположение профиля представлено на рис. 4.

время находится на глубинах 3,8–4 сек распространения удвоенного времени сейсмического сигнала. Эта структура с облеканием перекрыта осадками и очень слабо выражена в рельефе дна.

К большому сожалению, драгирование вулканической постройки в рейсе не проводилось, и состав слагающих её пород не известен.

Интерпретация материалов комплексных геофизических исследований была выполнена с помощью оригинальной интерпретационной технологии моделирования данных гидромагнитной съёмки, разработанной авторами [1–11].

Применение интегрированной системы «СИНГУ-ЛЯР» [11, 12] позволило предположить субвертикальное положение подводящих каналов и наличие на глубине 2,8 км периферического магматического очага (рис. 5).

С помощью программы ИГЛА [13] уточнено, что вектор намагниченности пород имеет склонение  $243^{\circ}$ и наклонение  $86^{\circ}$ . Он отклонён от вектора нормального поля  $T_0$  к юго-западу на угол около  $30^{\circ}$  (рис. 6).

Трёхмерное моделирование вулканической постройки с помощью программы REIST из пакета структурной интерпретации гравитационных и магнитных аномалий СИГМА-3D [1] показало, что эффективная намагниченность вулкана 3.8 достигает 1,2 А/м (рис. 4*e*, 4*г*). Среднеквадратическая погрешность подбора аномального магнитного поля после 211 итераций составила 16 нТл. Наиболее интенсивно намагниченной является верхняя часть вулканической постройки. Интересной особенностью результатов проведённой интерпретации является наличие изометричных минимумов эффективной намагниченности, оконтуривающих основание вулкана 3.8 (рис. 4*e*, 4*z*). Аналогичное расположение минимумов эффективной намагниченности, полученное при комплексном изучении подводных вулканов КОД, наблюдается для расположенного в 23 км к северо-востоку от вулкана 3.8 подводного вулкана Макарова [3, 4, 14]. Вполне вероятно, что, как и на вулкане Макарова, эти минимумы здесь связаны с побочными структурами, возникшими в результате извержений из боковых каналов.

При проведении интерпретационной томографии магнитного поля не выявлено каких-либо прослеживающихся на глубину контрастно намагниченных объектов и установлена повышенная намагниченность горных пород на поверхности вулканической постройки (рис. 7).

Решение смешанной обратной задачи магниторазведки монтажным методом проводилось для трёх профилей при невязке наблюдённого и модельного полей, не превышающей 7 нТл. Наиболее показательными являются результаты моделирования по протяженному профилю А-А', проходящему через центр постройки (рис. 4, 8). Выявлен крутопадающий магнитовозмущающий блок горных пород, распространяющийся до глубины порядка 12 км. Величина средней эффективной намагниченности этого блока 1,5 А/м, а угол намагничения отличается от вертикального на 15°. По боковым профилям



**Рис. 6.** Уточнение ориентировки вектора намагниченности пород подводного вулкана 3.8 с помощью программы ИГЛА.



**Рис. 7.** 3D-диаграмма квазинамагниченности, построенная по результатам интерпретационной томографии магнитного поля.



**Рис. 8.** Результаты решения смешанной обратной задачи монтажным методом для профиля A-A': 1 — рельеф постройки по данным эхолотного промера; 2 — подобранный объект; 3 — вектор эффективной намагниченности объекта; 4 — наблюдённое магнитное поле  $\Delta T_{\rm a}$ ; 5 — модельное магнитное поле  $\Delta T_{\rm mog}$ . Местоположение профиля представлено на рис. 4.

проследить этот блок не удалось, что, возможно, говорит о его небольших поперечных размерах. Отмечается расширение магнитовозмущающего блока ближе к вершине вулкана. По своему глубинному строению, подводный вулкан 3.8 идентичен подводному вулкану Макарова [3, 4].

Основываясь на полученных для вулкана 3.8 величинах эффективной намагниченности, результатах лабораторного изучения магнитных свойств горных пород, драгированных на вулкане Макарова [3, 4], и учитывая пространственную близость расположения этих построек, можно предположить, что эта вулкан 3.8, вероятнее всего, сложен базальтами и андезибазальтами.

# Заключение

В результате выполненных исследований установлено, что размер погребённого под осадками основания вулкана  $3.8 - 10 \times 11$  км, а полная высота постройки  $\sim 1700$  м. Крутизна склонов вулкана,

проследить этот блок не удалось, что, возможно, практически лишённых садков, достигает 20–25°. говорит о его небольших поперечных размерах. От- С востока к вулкану примыкает погребённая интрумечается расширение магнитовозмущающего блока зивная куполообразная структура.

> Выполнена оценка магнитных свойств горных пород, слагающих вулканическую постройку, в естественном залегании. Сделаны предположения о наличии на глубине 2,8 км периферического магматического очага и субвертикальном положении подводящих каналов.

> Выявлен крутопадающий магнитовозмущающий блок горных пород, распространяющийся до глубины порядка 12 км, имеющий среднюю величину эффективной намагниченности 1,5 А/м и угол намагничения, отличающийся от вертикального на 15°.

> Результаты выполненной интерпретации геофизических материалов позволяют предположить, что подводный вулкан 3.8 генетически связан с расположенным в 23 км к северо-востоку от него подводным вулканом Макарова и сложен базальтами и андезибазальтами.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проекты 12-05-00 156-а и 12-05-00 414-а) и программы OH3 PAH 12-T-5-1012.

# Список литературы

- 1. Бабаянц П.С., Блох Ю.И., Бондаренко В.И. и др. Применение пакета программ структурной интерпретации СИГМА-3D при изучении подводных вулканов Курильской островной дуги // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2005. №2. Вып. 6. С. 67-76.
- 2. Блох Ю. И., Бондаренко В. И., Долгаль А. С. и др. Комплексные геофизические исследования подводного вулкана 6.1 (Курильская островная дуга) // Геофизика. 2012. № 2. С. 58-66.
- 3. Блох Ю.И., Бондаренко В.И., Долгаль А.С. и др. Строение подводного вулкана Макарова (Охотоморский склон Курильской островной дуги) // Материалы региональной конференции, «Вулканизм и связанные 11. с ним процессы», посвящённой Дню вулканолога, 2-30 марта 2012 г. Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО PAH, 2012. C. 19-24.
- 4. Блох Ю.И., Бондаренко В.И., Долгаль А.С. и др. Современные интерпретационные технологии при комплексном моделировании подводного вулкана Макарова (Курильская островная дуга) // Геоинформатика. 2012. №4.
- Современные технологии при интерпретации геофизических полей подводных вулканов Курильской островной дуги // Материалы II Школы – семинара «Гординские чтения» Москва, 21–23 ноября 2012 г. М.: ИФЗ РАН, 2012 г. С. 19-23.
- 6. Блох Ю.И., Бондаренко В.И., Долгаль А.С. и др. Комплексное моделирование подводных вулканов 2.7-2.8 (Курильская островная дуга) // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2013. № 1. Вып. 21. С. 77-85.
- 7. Блох Ю.И., Бондаренко В.И., Долгаль А.С. и др. Комплексные геофизические исследования массива 14. Рикорда (Курильская островная дуга) // Материалы региональной конференции, «Вулканизм и связанные с ним процессы», посвящённой Дню вулканолога, 15. Сеначин В. Н., Веселов О. В., Семакин В. П., Кочер-29-30 марта 2013 г. / Отв. ред. академик РАН Е.И. Гордеев. Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН, 2013. C. 167-173.

- 8. Блох Ю.И., Бондаренко В.И., Долгаль А.С. и др. Геофизические исследования подводного вулканического центра вблизи юго-западной оконечности о. Симушир (Курильская островная дуга) // Вопросы теории и практики геологической интерпретации гравитационных, магнитных и электрических полей: Материалы 41-й сессии Международного семинара им. Успенского Д. Г., Екатеринбург, 28 января — 1 февраля 2014 г. Екатеринбург: Институт геофизики УрО РАН, 2014. C 44-46
- 9. Блох Ю.И., Бондаренко В.И., Рашидов В.А., Трусов А.А. Подводный вулкан Григорьева (Курильская островная дуга) // Вулканология и сейсмология. 2006. №5. C. 7-26.
- 10. Блох Ю. И., Бондаренко В. И., Рашидов В. А., Трусов А.А. Подводный вулкан Берга (Курильская островная дуга) // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2008. № 2. Вып. 12. С. 70-75.
- Блох Ю.И., Бондаренко В.И., Рашидов В.А., Трусов А.А. Применение интегрированной системы «СИН-ГУЛЯР» для изучения глубинного строения подводных вулканов Курильской островной дуги // Вопросы теории и практики геологической интерпретации гравитационных, магнитных и электрических полей: Материалы 37-й сессии Международного семинара им. Успенского Д.Г., Москва, 25–29 января 2010 г. М.: ИФЗ PAH, 2010. C. 62-65.
- 5. Блох Ю. И., Бондаренко В. И., Долгалъ А. С. и др. 12. Блох Ю. И., Каплун Д.В., Коняев О. Н. Возможности интерпретации потенциальных полей методами особых точек в интегрированной системе «СИНГУЛЯР» // Известия высших учебных заведений. Геология и разведка. 1993. № 6. С. 123-127.
  - 13. Блох Ю.И., Трусов А.А. Программа «IGLA» для интерактивной экспресс-интерпретации локальных гравитационных и магнитных аномалий // Вопросы теории и практики геологической интерпретации гравитационных, магнитных и электрических полей. Материалы 34-й сессии Международного семинара им. Успенского Д.Г.. М: ИФЗ РАН, 2007. С. 36-38.
  - Подводный вулканизм и зональность Курильской островной дуги / Отв. ред. Пущаровский Ю. М. М.: Наука, 1992.528c.
  - гин Е.В. Цифровая модель земной коры Охотоморского региона // Геоинформатика. 2013. № 4. С. 33-44.



УДК 550.34 +551.24

А.В. Викулин, Д.Р. Акманова

Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, г. Петропавловск-Камчатский e-mail: vik@kscnet.ru

# Параметры интенсивных вулканических извержений и модель питающих их магматических очагов

В работе на основании анализа параметров, характеризующих извержения вулканов планеты за последние 94 млн лет (диаметров и площадей кальдер и шлаковых конусов больших размеров, объёмов изверженного материала), обосновывается гипотеза о постоянном, независимом от вулканического процесса, «тонком» по толщине магматическом очаге, питающем извержение. Предложена модель такого магматического очага вулкана за счёт перегрева глубинного вещества в результате его пластической деформации в рамках известной в материаловедении концепции «тепловой взрыв».

# Введение

Согласно общепринятым моделям магматический очаг представляет собой изолированную камеру, заполненную силикатным расплавом, поступающим из глубин мантии [10, 11]. В этой модели существует ряд противоречий и «внутренних» несогласованностей. Аномальный эффект поглощения сейсмических волн должен соответствовать «зоне тени», которая не должна совсем пропускать через себя поперечные сейсмические волны. На возможно не «жидкое» состояние магматического очага указывают и данные, приведённые в работах [1, 12, 14, 19]. Другие исследователи связывают пониженные значения скоростей с наличием вязкости у вещества в вулканическом очаге [21], в пределах которой располагаются многочисленные очаги землетрясений, непосредственно предваряющих извержение вулкана [13, 22].

Противоречивость данных об очагах и питающих системах извергающихся в настоящее время вулканов вынуждает исследователей искать новые подходы для моделирования и изучения вулканического процесса.

# Данные о магматических очагах

За последние десятилетия достижением науки стала разработка блоковой концепции геологической и геофизической сред — геосреды [6, 7]. Имеющиеся волновые представления о сейсмическом процессе, протекающем в блоковой геосреде, могут быть перенесены и на вулканический процесс. Действительно, вулканические пояса Земли, как и сействительно, вулканические пояса Земли, как и сейсмические активные зоны, являются крупнейшими линейными структурами планеты. Для трёх наиболее активных вулканических поясов — Тихоокеанского, Альпийско-Гималайского и Срединно-Атлантического, показано, что миграция вулканической

активности, как и миграция сейсмической и тектонической активности, является проявлением волнового геодинамического процесса. В рамках таких блоковых представлений должны существовать механизмы, которые бы могли обеспечить «взаимодействие» как магматических очагов между собой (миграцию вулканической активности), так и вулканизма, сейсмичности и тектоники [8, 24]. В рамках таких представлений должны существовать механизмы, которые могли бы обеспечить «взаимодействие» как магматических очагов между собой (миграцию вулканической активности), так и вулканизма, сейсмичности и тектоники.

Отражением «блокового характера» вулканического процесса является питающий извержение вулкана магматический очаг (аналог очага землетрясения), о размерах которого в случае достаточно интенсивного извержения вулкана можно судить по образовавшейся на поверхности кальдере — «округлой по форме значительной по площади (в поперечнике до 10–15 км и более) вулканической депрессии с наклонными стенами (высотой до нескольких сот метров и более), образовавшейся в результате извержения» [10, 11].

В работе приведены новые более полные данные о N = 735 различных по интенсивности (взрывы, излияния лавы и пеплопады и др.) и типам (гавайский, пелейский, стромболианский и др.) извержениях вулканов планеты, произошедших за последние 94 млн лет (табл. 1), с объёмами изверженного материала  $V = 0.3 \div 3000 \,\mathrm{km^3}$ , площадями  $S = 1 \div 4712 \,\mathrm{km^2}$  и диаметрами  $D = 0.2 \div 150 \,\mathrm{km}$ кальдер, собранные различными исследователями.

С использованием данных табл. 1 был проведён анализ распределений чисел вулканических извержений N по объёмам изверженного материала V: Lg $N = b_v$ Lg $V + const_1$  и чисел вулканических

<b>N</b> P	NT	T	D	17 3	a 2	. 7
JNº	IN	1, лет	<i>D</i> , км	V, КМ°	<i>S</i> , км <sup>-</sup>	$\Delta h$ , км
1	513	$94 \cdot 10^6 \div 2000$ г.	$_{(14\pm 10)}^{0,6 \div 150}$	$_{(316\pm 361)}^{0,3 \div 3000}$	$0,3{\div}4712 \ (201{\pm}229)$	$_{(1,3\pm0,9)}^{0,04\div7}$
2	215	$16 \cdot 10^6 \div 2000$ г.	$^{1,2\div 50}_{(9\pm 5)}$	$0,6 \div 825$ (77 $\pm 78$ )	$1 \div 472$ (78 $\pm 66$ )	$_{(0,9\pm0,6)}^{0,004\div5}$
3	250	$94 \cdot 10^6 \div 1912$ г.	$_{(18\pm13)}^{0,6\div110}$	$3 \div 3000 \ (481 \pm 468)$	$0,3 \div 4712$ (315 $\pm 338$ )	$0,09{\div}7\ (1,6{\pm}1,1)$
4	122	$7 \cdot 10^6 \div 2000$ г.	$^{1,5\div 30}_{(9\pm 5)}$	$0,3 \div 175 \ (48 \pm 43)$	$1,3 \div 471$ (77 $\pm 78$ )	$0,004 \div 5 \ (0,9 \pm 0,7)$
5	101	$6 \cdot 10^6 \div 1888$ r.	$^{1,5\div 31}_{(9\pm 6)}$	$0,3 \div 175$ (35 $\pm 37$ )	$1,3{\div}735 \ (91{\pm}94)$	$_{(0,4\pm0,3)}^{0,004\div1,6}$
6	106	$16 \cdot 10^6 \div 1964$ г.	$1,5{\div}50$ (10 ${\pm}6$ )	$0,8 \div 825$ (103 $\pm 99$ )	$1,8\div450 \ (67\pm59)$	$0,2{\div}5\(1,2{\pm}0,7)$
7	56	$0,1\cdot 10^6 \div 1957$ г.	$1,5 \div 31$ (8 $\pm 5$ )	$10 \div 170 \ (66 \pm 47)$	$2,4\div735$ (72 $\pm69$ )	$_{(1,7\pm0,9)}^{0,13\div5}$
8	84	$16 \cdot 10^6 \div 1964$ г.	$1,5\div50 \ (11\pm7)$	$0,8 \div 825 \ (114 \pm 120)$	$2 \div 735$ (82 $\pm 72$ )	$0,13 \div 2,6 \ (0,9 \pm 0,5)$
9	154	$94 \cdot 10^6 \div 1912$ г.	$1 \div 110 \\ (19 \pm 11)$	$3 \div 3000 \ (508 \pm 446)$	$2 \div 4712 \ (414 \pm 430)$	$0,01 \div 6 \ (1,7 \pm 1,2)$
10	29	$46\cdot 10^6$ ÷260 г.	$0,6{\div}20$ (9 ${\pm}5$ )	$25 \div 150$ (85 $\pm 52$ )	$0,3 \div 314$ (82 $\pm 66$ )	$1 \div 1,2 \\ (0,9 \pm 0,01)$
11	55	$25 \cdot 10^6 \div 0,003 \cdot 10^6$	$2 \div 60$ (13 $\pm 9$ )	$2,8\div2541$ (557 $\pm733$ )	$3\div1649 \\ (198\pm211)$	$0,1\div 2,8\ (0,9\pm 0,8)$
12	84	$46 \cdot 10^6 \div 260$ г.	$_{(14\pm9)}^{0,6\div60}$	$2,8\div2541 \ (388\pm544)$	$0,3{\div}1649 \ (157{\pm}166)$	$0,1{\div}2,8\ (0,9{\pm}0,5)$
13	7	$0,03 \cdot 10^6 \div 0,01 \cdot 10^6$	$6{\div}10$ (7 ${\pm}1$ )	нет	$28 \div 79 \ (42 \pm 15)$	нет
14	57	$5 \cdot 10^6 \div 1452$ г.	$1 \div 150 \\ (12 \pm 7)$	$17 \div 175$ (93 $\pm 58$ )	$1 \div 3533$ (193 $\pm 232$ )	$0,03 \div 1,4 \ (0,5 \pm 0,4)$
15	58	$12 \cdot 10^6 \div 1991$ г.	$^{1,5\div100}_{(10\pm7)}$	$18 \div 2000$ (339 $\pm 534$ )	$2 \div 2000$ (135 $\pm 143$ )	$_{(1,4\pm1,3)}^{0,46\div5,4}$
16	85	$33 \cdot 10^6 \div 2007$ г.	$1 \div 34$ (9 $\pm 5$ )	$1 \div 72$ (20 $\pm 18$ )	$1 \div 755 \ (70 \pm 64)$	$0,004 \div 0,8 \ (0,4 \pm 0,2)$
17	75	$2\cdot 10^6 \div 4000$	$_{(8\pm5)}^{0,5\div40}$	$2 \div 12$ (7±5)	$1 \div 942 \\ (69 \pm 74)$	$0,2{\div}0,4$ (0,3 ${\pm}0,05$ )
18	735	$46 \cdot 10^6 \div 2007$ г.	$_{(13\pm 9)}^{0,2\div 150}$	$0,3 \div 3000 \ (294 \pm 350)$	$0,3 \div 4712 \ (209 \pm 221)$	$_{(1,2\pm0,9)}^{0,004\div7,04}$
в среднем			$11\pm7$	$207{\pm}235$	$142{\pm}146$	$1{\pm}0,7$

Таблица 1. Параметры извержений вулканов планеты.

Примечание: 1 — вся окраина Тихого океана, 2 — северо-западная окраина Тихого океана (Японские о-ва, Курильские о-ва, п-ов Камчатка, Алеутские о-ва), 3 — Северная, Центральная и Южная Америки, 4 — Японские и Курильские о-ва, 5 — Японские и Алеутские о-ва, 6 — Курильские о-ва и п-ов Камчатка, 7 — Курильские и Алеутские 0-ва, 8 — п-ов Камчатка и Алеутские 0-ва, 9 — Северная Америка, 10 — Центральная Америка, 11 — Южная Америка, 12 — Центральная и Южная Америки, 13 — Антарктида, 14 — Австралия и Океания, 15 — Юго-Восточная Азия (Индонезия и Филиппины), 16 — Альпийско-Гималайский пояс, 17 — Африка и Аравийский п-ов, 18 — вся планета; N — общее число кальдер; Т — время их образования; D и S-диаметры и площади образовавшихся при извержениях кальдер, соответственно; V-объёмы изверженного материала;  $\Delta h-$  толщины магматических очагов, рассчитанные как отношения объемов Vк площадям образовавшихся кальдер  $S:\Delta h=V/S$  для N=151 извержений, для которых известны и V, и S; в скобках представлены среднее значение и его среднеквадратичное отклонение

форм по их площадям  $S: LgN = b_s LgS + const_2$ . Зна- ской формы есть величина примерно постоянная: чения коэффициентов углов наклонов  $(b_v \ u \ b_s)$ , соот- $\frac{V}{S} = \Delta h = const$ ветствующих таким распределениям, имеют близ-(1)кие значения (рис. 1а, табл. 2).

Полученный результат позволяет сформулировать гипотезу: отношение объёма изверженного ма-и, как следует из данных табл. 1 и 2, равная териала V к площади S образовавшейся вулканиче<br/>- $\Delta h_{\rm планета}\approx 1.2\pm0.9$ км.



Рис. 1. Распределения Lg $N = a_s - b_s$ LgS и Lg $N = a_V - b_V$ LgV для вулканов планеты (a) и Курило-Камчатской дуги (б).

Таблица 2. Значения коэффициентов  $b_s$  и  $b_v$  распределений LgN(S) и LgN(V).

Вулканическая область	$b_s$	$b_v$		
Вся окраина Тихого океана	$-0,\!47\pm0,\!08$	$-0,\!68\pm0,\!1$		
Севзап. окраина Тихого океана	$-0,\!58\pm0,\!09$	$-0,\!54\pm1,\!61$		
Северная, Центральная и Южная Америки	$-0,\!54\pm0,\!07$	$-0,\!42\pm0,\!08$		
Японские и Курильские о-ва	$-0,\!53\pm0,\!11$	$-0,\!34\pm0,\!02$		
Японские и Алеутские о-ва	$-0,\!48\pm0,\!06$	$-0,\!41\pm0,\!05$		
Курило-Камчатская дуга	$-0,\!54\pm1,\!8$	$-0,\!42\pm0,\!08$		
п-ов Камчатка — Алеутские о-ва	$-0,\!41\pm0,\!08$	$-0,\!42\pm0,\!04$		
Северная Америка	$-0,\!41\pm1,\!89$	$-0,\!41\pm0,\!09$		
в среднем	$-0,\!49\pm0,\!07$	$-0,\!46\pm0,\!07$		
$\Pi_{DM}$ managing $h$ $\eta_{2M}$				

Примечание:  $b_{s,v}$  — углы наклонов распределений LgN(S) и LgN(S) Коэффициенты корреляции распределений более 0,8.

В [4, 5] с использованием однородных данных по извержениям Курило-Камчатской дуги, собранных «под одной крышей» И.В. Мелекесцевым [20], были построены (рис. 1 б) аналогичные распределения N(S) и N(V), наклоны ( $b_s = -0.47 \pm 0.14$ ; и  $b_v = -0.48 \pm 0.06$ ) которых являются близкими «планетарным» данным в табл. 2. Определённые по Курило-Камчатским данным толщины очагов оказались равными  $\Delta h_{\text{кур-кам}} \approx 0.5 \pm 0.1$  км. Таким образом, толщину магматического очага, питающего извержения вулканов планеты, можно принять равной:  $\Delta h = 0.5 \div 1.0$  км.

Кроме того, как видно из данных табл. 1, толщины магматических очагов много меньше диаметров образовавшихся при извержениях кальдер:  $D \gg \Delta h$ , что позволяет определить геометрию магматического очага как достаточно тонкий слой — «блин».

#### Природа магматического очага

Была предложена модель тонкого магматического очага, и проведён термодинамический расчёт состояния заполняющего его вещества с использованием известных данных об алюминии, термодинамические параметры которого близки магматическому расплаву [23, 24]. Расчёты показали, что в результате теплового расширения при локальных плавлениях вокруг магматического очага создаётся дополнительное давление, и за счёт этого появляется поле упругих напряжений. Под действием такого давления тонкий слой «твёрдого» вещества очага оказывается в перегретом состоянии и способен пропускать сквозь себя объёмные продольные и поперечные сейсмические волны. Создаваемое дополнительным давлением упругое поле вокруг такого «твердотельного» очага, как показали расчёты, имеет энергию порядка 10<sup>15</sup> Дж на 1 км<sup>3</sup> перегретой породы. Таким образом, магматические очаги достаточно сильных (W>5) извержений с объёмами изверженных пород  $V > 1 \, \mathrm{кm}^3$ , по величине накопленной вокруг них упругой энергии оказываются близкими очагам наиболее крупных (протяжённостью 100 км и более) землетрясений с магнитудами  $M \approx 8$  и более. Такая «энергетическая» близость магматических и сейсмических очагов при их параллельном, на удалении 50-100 км друг от друга, простирании, позволяет в рамках модели блоковой геосреды объяснить и взаимодействие вулканов между собой (миграцию вулканической активности) [8, 24], и взаимодействие вулканизма, сейсмичности и тектоники [2, 3, 9]. К выводу о существовании такой взаимосвязи между составляющими геодинамического процесса – вулканизмом, сейсмичностью и тектоникой, пришли авторы работы [18]: «Кальдерообразующие извержения в большинстве случаев происходят не из-за внутренних причин, обусловленных развитием очага, а в связи с внешними причинами (тектоно-магматическими активизациями... сейсмотектоническими процессами)».

### Выводы

Собраны и обобщены все известные опубликованные данные о параметрах извержений вулканов планеты: об объёмах изверженного материала и диаметрах и площадях вулканических форм (кальдер и шлаковых конусов крупных размеров). Определены аналитические выражения для распределений N(V) и N(S), которые строились для различных выборок в широком диапазоне V и S. Значения коэффициентов наклонов  $b_s$  и  $b_v$  оказались близкими:  $b_s = -0.51 \pm 0.05, b_v = -0.54 \pm 0.08$ , это позволило сформулировать гипотезу: толщина магматического очага (отношение объёма изверженного материала к площади вулканической формы (1)) есть величина постоянная и равная  $\Delta h = 0.5 \div 1.0$  км.

Полученные для различных по протяжённости, геодинамическим обстановкам регионов, типам вулканов и их извержений результаты (например, пелейский тип извержения — влк. Безымянный, Монтань-Пеле; гавайский тип — влк. Базымянный, Монде ла Фурнез; Бандайский тип — влк. Бандай, Тадаль; плинианский тип — влк. Везувий, Пинатубо, Сент-Хеленс и др.) подтверждают сформулированную гипотезу о тонкой толщине магматического 10. очага. Более того, как видно из этих данных, тол-

щины магматических очагов, питающих такие извержения, никак не зависят от их типа. Поэтому можно предположить, что толщина магматического очага не зависит от вулканического процесса и определяется свойствами и движениями блоков земной коры.

Предложена новая модель тонкого магматического очага [15, 16, 17], в основе которой заложены представления о пластической деформации по границам блоков. В рамках такой модели оказывается возможным объяснить и взаимодействие вулканов между собой в виде миграции вулканической активности вдоль вулканической цепи [24], и взаимодействие вулканизма и сейсмичности. При таком подходе к задачам геодинамики не требуется привлекать широко распространённые в настоящее время модели подъёма магмы с глубин мантии и ядра.

# Список литературы

- 1. Балеста С. Т. Земная кора и магматические очаги областей современного вулканизма. М.: Наука, 1981. 135 с.
- Викулин А. В. Физика Земли и геодинамика. Учебное пособие. Петропавловск-Камчатский: КамГУ, 2009. 463 с.
- Викулин А.В. Сейсмичность. Вулканизм. Геодинамика. Сборник трудов. Петропавловск-Камчатский: КамГУ, 2011. 463 с.
- Викулин А. В. Кальдеры обрушения, параметры магматических очагов и строение земной коры // Материалы региональной конференции, «Вулканизм и связанные с ним процессы», посвящённой Дню вулканолога, 29–30 марта 2013 г. Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН, 2013. С. 153–157
- Викулин А. В., Акманова Д. Р. Магматические очаги и строение земной коры // VII Международная научная конференция «Вулканизм, биосфера и экологические проблемы». Сборник материалов. Майкоп: Из-во АГУ. 2013. С. 7–10.
- 6. Викулин А. В., Иванчин А. Г. О природе Мохо как фазовой границе раздела между блоковой земной корой и неблоковой верхней мантией // Геологическая история, возможные механизмы и проблемы формирования впадин с субокеанической и аномально тонкой корой в провинциях с континентальной литосферой. М.: Геос. 2013 а, С. 38–42.
- Викулин А. В., Иванчин А. Г. О современной концепции блочно-иерархического строения геосреды и некоторых её следствиях в области наук о Земле // Физико-технические проблемы разработки полезных ископаемых (ФТПРПИ). 2013 б. № 3. С.67–84.
- Викулин А.В., Мелекесцев И.В., Акманова Д.Р., Иванчин А.Г., Водинчар Г.М., Долгая А.А., Гусяков В.К. Информационно-вычислительная система моделирования сейсмического и вулканического процессов как основа изучения волновых геодинамических явлений // Вычислительные технологии. 2012. Том. 17. № 3. С.34-54.
- 9. Викулин А.В., Тверитинова Т.Ю. Энергия тектонического процесса и вихревые геологические структуры // Доклады РАН. 2007. Т. 413. № 3. С. 372–374.
- Влодавец В. И. Справочник по вулканологии. М.: Наука, 1984. 340 с.

- 11. Геологический словарь в 3-х т. Т. 2. СПб: ВСЕГЕИ, 18. Леонов В.Л., Гриб Е.Н. Структурные позиции и вулка-2011. 480 c.
- 12. Голицын Б.Б. Избранные труды. Том. 2. М.: АН СССР, 1960. 491 c.
- 13. Действующие вулканы Камчатки. В 2-х Т. / Ред. Федотов С.А., Масуренков Ю.П.. М.: Наука, 1991. Том. 1, 320 с. Том. 2, 415 с.
- 14. Ермаков В.А. Формационное расчленение четвертичных вулканических пород. М.: Недра, 1977. 223 с.
- 15. Иванчин А.Г. Роль кооперативных эффектов при движении дислокаций в диссипации энергии. Дисс. на соискание уч. ст. канд. физ. - мат. наук. Томск: ИОА CO AH CCCP, 1982. 131 c.
- 16. Иванчин А.Г., Викулин А.В. Модель теплового взрыва при пластической деформации и землетрясении // Матер. Всеросс. конф. «Школа по фундаментальным основам моделирования обработки материалов» Комсомольск-на-Амуре: ГОУВПО «КнАГТУ», 2010. С. 22-25.
- 17. Иванчин А.Г., Викулин А.В., Фадин В.В. Ротационная модель теплового разогрева и проблема вулканических очагов // Проблемы комплексного геофизического мониторинга Дальнего Востока России. Труды Третьей научно-технической конференции. Петропавловск-Камчатский: КФ ГС РАН, 2011. С. 302-306.

- низм четвертичных кальдер Камчатки. Владивосток: Дальнаука, 2004. 189 с.
- 19. Макдональд Г. Вулканы. М.: Мир, 1975. 432 с.
- 20. Новейший и современный вулканизм на территории России / под. ред. Лаверов Н.П. М.: Наука, 2005. 604 с. 21.
- Федотов С.А. Магматические питающие системы и механизм извержений вулканов. М.: Наука, 2006. 455 c.
- 22.Федотов С.А., Жаринов Н.А., Гонтовая Л.И. О деятельности, магматической питающей системе и глубинном строении Ключевской группы вулканов // Вулканизм и геодинамика. Материалы IV Всероссийского симпозиума по вулканологии и сейсмологии, 22-27 сентября 2009 г., Петропавловск-Камчатский. Том. 1. Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН, 2009. C. 24-27.
- 23. Ivanchih A. G., Vikulin A. V. Solid-liquid phase transition as a mechanism of volcano eruption // Cornel University. Library Physics. 2012. (http://arxiv.org/ftp/arxiv/papers/1206,5992.pdf)
- 24.Vikulin A. V., Akmanova D. R., Vikulina S. A., Dolgaya A.A. Migration of seismic and volcanic activity as display of wave geodynamic process // Geodynamics and Tectonophysics. 2012. V. 3. № 1. P. 1-18.



УДК 551.24

Л. И. Гонтовая<sup>1</sup>, С. Л. Сенюков<sup>2</sup>, З. А. Назарова<sup>2</sup>

 Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, г. Петропавловск-Камчатский е-mail: lecya@emsd.ru
 Камчатский филиал Геофизической службы РАН, г. Петропавловск-Камчатский

e-mail: ssl@emsd.ru, sva04@emsd.ru

# Глубинная структура Ключевской группы вулканов в результатах сейсмической томографии

Обсуждается глубинная структура и геодинамические модели процессов, протекающих в верхней мантии области сочленения Курило-Камчатской и Алеутской островных дуг, которые получены методом сейсмической томографии. Под Ключевской группой вулканов выявлена низкоскоростная структура типа астенолита; глубина его кровли составляет ~ 70 км. Согласно скоростной модели, в низах земной коры (глубина ~ 30 км) установлены аномальные зоны, вероятно, магматические очаги питания активных вулканов Толбачик и Ключевской. «Канал» их взаимосвязи с верхней мантией может быть одним.

# Введение

В настоящее время одним из наиболее мощных средств изучения структуры земной коры (ЗК) и верхней мантии (BM) является метод сейсмической томографии. В различных вариантах (глобальном, региональном, локальном) он используется в районе Камчатки, в частности в области сочленения Курило-Камчатской (К-К) и Алеутской (Ал) островных дуг (ОД), к которой приурочена Ключевская группа вулканов (КГВ) [2, 3, 6, 9, 12-19]. Основное внимание большинство авторов уделяют характеристике слэба (погружающейся тихоокеанской литосферной плиты). В сейсмотомографическом изображении он представляется наклонной зоной повышенных значений скорости с приуроченной к нему фокальной зоной. Угол падения слэба уменьшается примерно от  $\sim 550$  на юге полуострова до  $\sim 350$  на севере; максимальная глубина гипоцентров снижается до 100-200 км вблизи сочленения ОД [13, 14 и др.]. Глубинная модель, разработанная с использованием томографии на поверхностных волнах, показывает, что под северной частью Камчатской вулканической дуги какой-либо реликтовый слэб отсутствует [6, 15]. Уменьшение глубины слэба по данным телесейсмической томографии показано в работе [16]; авторы предполагают в качестве возможной причины термальную абляцию, которая обусловлена процессами в астеносфере. На основании анизотропной томографии рассматривается модель проникания астеносферного потока в «окно» слэба под зоной стыка ОД [17]. Исчезновение слэба под северной Камчаткой, по мнению авторов [6], может быть обусловлено «трением между слэбом и окружающей астеносферой в ходе поворачивания Тихоокеанской плиты по часовой стрелке около 30 млн л.н.»; далее, «совместное действие исчезновения слэба и субдукции гор Мейджи» вызвало выполаживание слэба и смещение КГВ к западу. Однако, согласно результатам, приведённым в [9], в северной части Камчатки ТХ слэб (высокоскоростная аномалия, хотя и менее контрастная по сравнению с югом полуострова) выделен до глубины около 250 км. погружающийся до глубины не менее 200 км. Предполагается разрыв («окно») между К-К и Ал слэбами на глубине около 220 км, а близкое расположение хр. Обручева на продолжении Императорских гор предопределяет специфику КГВ. Имеются и другие работы, в которых предприняты попытки объяснить смещение Восточного вулканического пояса к западу [11 и др.]. Практически все они не выходят за рамки гипотезы тектоники плит, и, так или иначе, связывают протекающие под КГВ глубинные процессы с зоной субдукции. Очевидно, что предложенные геодинамические модели нужно рассматривать в качестве гипотетических; в дальнейшем они могут быть пересмотрены, возможно, в рамках других, альтернативных, гипотез глубинных преобразований [4, 5, 7 и др.].

В настоящей публикации рассматривается глубинная скоростная модель ЗК и ВМ под КГВ, которая построена по данным регионального каталога землетрясений КФ ГС РАН. Использована методика сейсмической томографии, разработанная в Швейцарии (университете г. Цюрих) [19]. Распределение скоростных параметров  $V_{\rm p}, V_{\rm s}$  и  $V_{\rm p}/V_{\rm s}$  получено до глубины ~ 200 км. Это связано с особенностями взаимной геометрии сети станций и гипоцентров камчатских землетрясений. Вероятно, под КГВ име-



**Рис. 1.** Карта сейсмичности в районе Северной группы вулканов за период 2012–2014 гг. Чёрные кружки — эпицентры вулканотектонических землетрясений ( $K_S = 2,6 - 11,3$ ), красные — региональных в верхней мантии ( $K_S = 3,0 - 15,0$ ). Схема расположения вулканов и некоторые элементы тектоники взяты из [1].

ются и зоны плавления глубже в мантии, однако они не проявляются в магматизме, выносящем материал в доступную для изучения зону глубин.

# Скоростная модель ЗК и ВМ, сейсмичность и тектоника

Северная группа вулканов расположена на Центральном поднятии (ЦП), которое с востока и запада граничит с впадинами (Хапиченской и Козыревской). Более молодые структуры (в частности Толбачинская депрессия) наложены на это поднятие. В региональном плане эта группа расположена на продолжении Императорского хребта, который здесь приближен к жёлобу; она характеризуется интенсивным выносом магматического вещества, сопоставимым с такими горячими точками как о-ва Гавайи, Исландия и др. Расположение вулканов, элементы тектоники и характер сейсмичности в пределах ЦП показаны на рис. 1. Региональные землетрясения в пределах Восточного хребта относятся к интервалу глубин ВМ 40–150 км, а южнее в. Толбачик — 150–320 км.

На рис. 2 приведена схема гипоцентрии коровых и мантийных землетрясений (последние с  $K_S \leq 13$ ) в узком секторе, ориентированном вдоль активной зоны (профиль АБ). Сейсмические кластеры вдоль СФЗ приурочены к границам литосферных блоков; они выражены и в приповерхностной тектонике.

Для исследования более «тонкой» структуры СФЗ использовались слабые землетрясения ( $K_S \leq 10$ ), охватывающих более 50% данных каталога [11]. В качестве меры активности рассматривалось не число событий, а их энергия. На рис. 4 (A) приведён один из разрезов плотности распределения энергии землетрясений вдоль Центрально-Камчатской де-



**Рис. 2.** Распределение гипоцентров под Северной группой вулканов (класс и период наблюдений тот же) в горизонтальной и вертикальной плоскости. *K*<sub>S</sub> землетрясений в ВМ (чёрные кружки) от 7 до 13.

прессии [11]. Под КГВ в ВМ выделяется сложная аномальная зона повышенной сейсмичности на глубине 120–180 км. Она прослеживается к востоку до побережья (устье р. Сторож) и заметна в акватории Камчатского залива. Геометрия этой зоны и высокая интенсивность сейсмичности, вероятно, вызваны не только вертикальными, но и латеральными подвижками литосферных блоков. Это, в свою очередь, значительно повышает проницаемость ВМ и служит причиной интенсивного магматизма КГВ. Как будет показано далее, этой разломной зоне соответствует аномалия пониженной скорости, ориентированная в СЗ-ЮВ направлении; на рис. 3 её положение показано пунктиром.

Трёхмерная скоростная модель построена методом сейсмической томографии по данным регионального каталога камчатских землетрясений КФ ГС РАН. Выбирались землетрясения с записями наилучшего качества (с  $K_S \ge 10$ ), удовлетворяющие ряду условий, необходимых для уменьшения погрешностей модели за счёт исходной информации. Распределение скоростных параметров (в аномалиях скорости продольных ( $V_p$ ) и поперечных ( $V_s$ ) волн, а также параметра  $V_p/V_s$ ) показано в виде горизонтальных и вертикальных сечений 3-мерной модели.

На картах, в интервале глубин 80–120 км, чётко отражена структура ВМ, а именно: высокоскоростная аномалия, соответствующая фокальному слою, её смещение и разворот к СЗ в районе Кроноцкого полуострова (рис. 3). В акватории Камчатского залива ВМ характеризуется пониженной скоростью, что, возможно, связано с близким расположением в. Обручева и Императорских гор. Северная группа вулканов приурочена к низкоскоростной аномалии скорости в интервале глубин 100–120 км. В целом,



**Рис. 3.** Горизонтальное сечение региональной 3-мерной скоростной модели в аномалиях скорости продольных волн.

особенности глубинной структуры соответствуют сейсмотомографическим изображениям, построенным по другим исходным данным и способам расчёта (см. введение). Однако, нужно отметить большую детальность результатов, в частности это касается неоднородности фокального слоя и мантийного клина, взаимосвязи выявленных скоростных свойств с глубинной тектоникой и приповерхностными структурами.

На рис. 4 (Б и В) показаны распределения скоростных параметров  $V_{\rm s}$ ,  $V_{\rm p}/V_{\rm s}$  на вертикальном сечении вдоль Центрально-Камчатской депрессии (ЦКД) включительно. Согласно скоростной модели в аномалиях  $V_{\rm s}$ , кровля астеносферы поднимается с глубины  $\sim 200$  км до  $\sim 70-100$  км под КГВ; её перегиб приурочен к Кроноцко-Крутогоровской зоне широтных разломов). Разрыв кровли слоя астеносферы под КГВ, отмеченный относительно меньшими значениями аномалии  $V_{\rm s}$ , можно объяснить механизмом адвекции. Часть вещества ВМ в виде распла-

вов/флюидов вынесена в подкоровый интервал глубин, а погрузившееся в астеносферу относительно холодное вещество понизило температуру (возможно, ниже солидуса мантийных пород). На границе кора-мантия (глубина ~ 30 км) чётко оконтурены две аномальные зоны пониженной интенсивности скорости  $V_{\rm s}$  (рис. 4 *Б*). Возможно, они отражают раздельное положение промежуточных очагов вулканов Ключевской и Пл. Толбачик. По характеру распределения  $V_{\rm p}/V_{\rm s}$  канал взаимосвязи кора-мантия представляется общим (рис. 4 *B*).

# Выводы

1. Выполнено сопоставление результатов сейсмотомографии, полученных на Камчатке, в частности под Северной группой вулканов. Несмотря на многообразие предложенных геодинамических моделей, эта проблема требует дальнейшей разработки. Вероятно, она потребует использования и других (кроме тектоники плит) представлений о природе глубинных процессов [5 и др.].



**Рис. 4.** Вертикальное сечение региональной скоростной модели и её сопоставление с распределением плотности энергии землетрясений с *K*<sub>S</sub> ≤ 10.

2. По данным региональной томографии предложена скоростная модель ЗК и ВМ для района КГВ, включающая астенолитный выступ в ВМ; подъём его кровли фиксируется к северу от Кроноцко-Крутогоровской зоны широтных разломов. В зоне перехода кора-мантия выделены аномалии пониженной скорости, которые вероятно соответствуют промежуточным очагам магматического питания вулканов Тлб и Клч. Магматический очаг в низах коры под Ключевским подтверждён данными локальной томографии [8, 9, 12].

3. Разработанная скоростная модель ЗК и ВМ под КГВ соответствует картине региональной и локальной сейсмичности, отвечает данным о природе региональных границ в ВМ [10], согласуется с элементами приповерхностной тектоники.

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ 13-05-12090 (И) «Астеносферный диапиризм на границах континентальных и океанических плит».

## Список литературы

- Волынец О. Н., Мелекесцев И. В., Пономарёва В. В. и др. Харчинский и Заречный вулканы — уникальные центры позднеплейстоценовых магнезиальных базальтов на Камчатке: структурная приуроченность, морфология, возраст и геологическое строение // Вулканология и сейсмология. 1998. № 4-5. С. 5-18.
- Гонтовая Л. И., Левина В. И., Санина И. А. и др. Скоростные неоднородности литосферы под Камчаткой // Вулканология и сейсмология. 2003. 14. № 4. С. 56–64.
- 3. Гонтовая Л. И., Попруженко С. В., Низкоус И. В. Структура верхней мантии зоны перехода океан-континент в районе Камчатки // Вулканология и сейсмология. 2010. № 4. С. 13–29.
- Гонтовая Л.И., Гордиенко В.В. Глубинные процессы и геофизические модели мантии Восточной Камчатки и Кроноцкого залива // Геология и полезные ископаемые мирового океана. Киев: Наукова думка, 2006. № 2. С. 107–122.
- Гордиенко В.В. О возможной альтернативе тектонике плит (тепловые процессы в тектоносфере, геологическая история и физические поля) // Спорные аспекты тектоники плит и возможные альтернативы. М.: ОИФЗ РАН, 2002. С. 84–96.
- Жао Д., Пирайно Ф., Лиу Л. Структура и динамика мантии под Восточной Россией и прилегающими регионами // Геология и геофизика. 2010. Том. 51, №9. С. 1188–1203.
- Ермаков В.А. Особенности развития активной континентальной окраины (на примере Курило-Камчатского региона) // Спорные аспекты тектоники плит

и возможные альтернативы. М.: ОИФЗ РАН. 2002. С. 58–188.

- 8. Ермаков В. А., Гонтовая Л. И. Тектоно-магматические процессы на активной континентальной окраине (по данным сейсмической томографии). Современное состояние наук о Земле. МГУ. С. 625–630.
- Кулаков И. Ю., Добрецов Н. Л., Бушенков Н. А. и др. Форма слэбов в зонах субдукции под Курило-Камчатской и Алеутской дугами по данным региональной томографии // Геология и геофизика. 2011. Том. 52, № 6. С. 830-851.
- Павленкова Н. И. Реологические свойства верхней мантии северной Евразии и природа региональных границ по данным сверхдлинных сейсмических профилей // Геология и геофизика. 2011. Том. 52, № 9. С. 1287–1301.
- Селивёрстов Н. И. Геодинамика зоны сочленения Курило-Камчатской и Алеутской островных дуг. Петропавловск-Камчатский: КамГУ им. В.Беринга. 2009. 191 с.
- Федотов С.А., Жаринов Н.А., Гонтовая Л.И. Магматическая питающая система Ключевской группы вулканов (Камчатка) по данным об её извержениях, землетрясениях, деформациях и глубинном строении // Вулканология и сейсмология. 2010. № 1. С. 3-35.
- Gorbatov A., Dominguez J., Suarez G. et al. Tomographic imaging of the P-wave velocity struc.ture beneath the Kamchatka peninsula // Geophys. J. Int. 1999. Vol. 137. P.269-279.
- Gorbatov A., Kostoglodov V., Suarez G. et al. Seismicity and structure of the Kamchatka subduction zone // JGR. 1997. Vol. 102. P. 17mbox,883–17 898.
- Jiang G., Zhao D., Zhang G. Seismic tomography of the Pacific slab edge under Kamchatka // Tectonophysics. 495 (2009). P. 190–203.
- Lees J., VanDear J., Gordeev E. et al. Thee-dimensional of the Kamchatka-Pacific plate // Volcanism and Subdaction the Kamchatka region. AGU, Washington, D. C., 2007. P. 65–75.
- 17. Levin V., Park J., Brandon M, et al. Crust and upper mantle of Kamchatka from teleseismic receiver function // Tectonophysics. 358, 233–265.
- Koulakov I., Gordeev E., Dobretsov N. et al. Feeding paths of the Kluchevskoy volcano group (Kamchatka) from the results of local earthquake tomography // Geoph. Res. Lett. V. 38. LXXXXX. 2011.
- Nizkous I., Kissling E., Gontovaya L. et al. Correlation of Kamchatka Lithosphere, Velocity Anomalies With Subduction Processes // Volcanism and Subduction the Kamchatka Region. AGU, Washington. D. C., 2007. P. 97-106.



УДК 550.3+51.73

А. А. Долгая<sup>1,2</sup>, А. В. Викулин<sup>1</sup>, Д. Р. Акманова<sup>1</sup>

 <sup>1</sup> Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, г. Петропавловск-Камчатский e-mail: adolgaya@kscnet.ru
 <sup>2</sup> ΦΓБΟУ ВПО Камчатский государственный технический университет,

Петропавловск-Камчатский

# О некоторых особенностях временных рядов очагов землетрясений и извержений вулканов

Рассмотрены результаты исследования временных закономерностей сейсмической и вулканической активности планеты в целом и в пределах наиболее геодинамически активных её регионов. С помощью различных методов для сейсмического и вулканического процесса получено значение периода  $T_0 \approx 250$  лет, который можно рассматривать как основной период геодинамического процесса.

# Введение

В настоящее время достаточно распространённой является точка зрения, что геодинамический процесс является циклическим, характерные периоды составляют от нескольких лет до миллионов и миллиардов лет.

Геодинамическая активность планеты определяется, в основном, сейсмическим, вулканическим и тектоническим процессами, рассматриваемыми в их взаимодействии между собой. При этом характерные минимальные периоды сейсмичности и вулканизма лежат в области малых «геофизических» значений до сотен и тысяч лет, в отличие от более медленных тектонических процессов, характерные максимальные периоды которых составляют большие «геологические» значения, миллионы и миллиарды лет.

Исследование временных закономерностей геодинамического процесса проводилось авторами на основании электронного каталога [8], содержащего в едином формате данные о более чем 12 000 сейсмических событиях планеты, происшедших за последние 4,1 тыс. лет: все известные данные о землетрясениях за 2150 г. до н.э. — 1899 г. и данные о сильных с  $M \ge 5,5$  землетрясениях за 1900–2013 гг. [2, 14], и данные об активности 617 вулканов планеты, извергавшихся 6959 раз за последние 12 тыс. лет: 9650 г. до н.э. — 2013 г.

### Методы исследования

Исследование временных закономерностей сейсмической и вулканической активности проводилось авторами с помощью ряда методов.

Для анализа временных рядов очагов землетрясений и извержений вулканов авторы применяли методы спектрального и спектрально-корреляционного анализа, а также специально разработанный метод, основанный на построении «квазифазовых» плоскостей. Метод спектрального анализа временных рядов заключается в решении задачи линейной множественной регрессии с помощью преобразований Фурье и является классическим подходом к изучению временных рядов. Метод спектрально-корреляционного анализа основан на равносильности представления функций во временной и частотной областях с помощью преобразований Фурье, что позволяет использовать известные эффективные методы получения характеристик исследуемого сигнала в частотной области в тех случаях, когда во временной области это сделать трудно [3]. С помощью специально разработанной авторами информационно-вычислительной системы [6] анализируются каталоги сейсмических и вулканических событий как планеты в целом, так и наиболее геодинамически активных регионов планеты - окраины Тихого океана, Альпийско-Гималайского пояса и Срединно-Атлантического хребта. В ходе вычислительных экспериментов исследуемые исходные совокупности данных проверялись на устойчивость выявляемых для них периодов путём изменения граничных условий формирования выборок (временных и энергетических диапазонов). Аналогичный метод проверки применён в работе [12] при исследовании временных закономерностей вулканической активности Курильской островной дуги.

Для изучения временных (квазипериодических) закономерностей сейсмической активности авторами разработан новый подход, который расширяет известный метод «точечного» анализа распределения чисел землетрясений по временным интервалам между ними. Базовый метод предполагает определение статистической значимости анализируемой закономерности, соответствующей распределению определённой совокупности событий некого магнитудного диапазона по конкретному временному интервалу. Авторами было предложено рассматри-



**Рис. 1.** Периоды сейсмического процесса с T<TC. 1 – периоды, полученные методом Фурье-анализа, 2 – периоды, полученные методом СКАВРя.

вать закономерности временного ряда не только в этой точке, но и в её окрестностях, формируя тем самым плоскость с осями: временные интервалы t магнитуда М [1]. В результате сравнения построенных экспериментальных последовательностей разных магнитудных диапазонов с соответствующими им теоретическими распределениями определяются значения доверительной вероятности, которые наносятся на плоскость с осями М-t. Магнитуда является аналогом (сейсмической и/или вулканической) энергии, а временные интервалы можно считать аналогом времени, что позволяет исследуемые плоскости *М*-*t* интерпретировать как фазовые. Наличие замкнутых вложенных друг в друга изолиний разных значений доверительной вероятности на таких плоскостях в соответствии с известными представлениями статистической физики определяют исследуемый региональный геодинамический процесс как периодический и/или квазипериодический [5, 7]. Близкая по сути методика анализа рядов данных предложена в работах Захарова [10].

В качестве теоретических законов используются распределения Пуассона, Парето и Вейбулла. Распределение Пуассона является классическим распределением, которое используют при анализе временных потоков. Распределение Парето используется при сравнении с распределениями с тяжёлым хвостом [11], так как выборки из таких распределений не эффективно характеризовать выборочным средним и дисперсией. Также для катастрофических событий весьма типичен характер распределения, соответствующий теоретическому закону распределения Вейбулла [11].

Для проведения вычислительных экспериментов по разработанной авторами методике была разработана специализированная информационно-вычислительная система [9].

# Результаты и обсуждение

Методом спектрального анализа (Фурье-анализа) были выявлены периоды в диапазоне от 3 до 500 лет для сейсмического процесса и от 60 до 800 лет для вулканического. Периоды, полученные в результате применения метода спектрально-корреляционного анализа временных рядов (СКАВРя [3]) лежат в пределах от 6 до 2000 лет для землетрясений и от 100 до 4500 лет для извержений вулканов.

Анализ выявленных «сейсмических» периодов показал, что все значения периодов можно разделить на две совокупности с различными по «структуре» гармониками. Периоды первой группы имеют небольшие значения  $T_{C1} \approx 3, 6, 15, 30$  лет (рис. 1), кратные  $T_{10} = 3$  и/или 6 гг., и могут быть связаны с циклами солнечной активности [13] и фор-афтершоковыми процессами и соответствующими им структурами внутри очагов сильнейших в смысле [1] землетрясений. Ко второй группе относятся «сейсмические» периоды  $T_{\rm C2} \approx 220, 500, 1000$  и 2000 лет с кратным с  $T_{20} \approx 200 - 250$  лет (рис. 2). Граница между выявленными группами периодов проходит в области  $T_{\rm C} = 60 - 100$  гг. и определяется значительными изменениями в структурах гармоник разных периодов  $T_{C1} < T_C$  и  $T_{C2} > T_C$ .

В результате анализа данных о периодах вулканического процесса для всех изучаемых совокупностей данных выявлены общие периоды  $T_{\rm B} \approx 225,500,1000$  и 2000 лет (рис. 3).

Полученные данные позволяют считать общими для сейсмического и вулканического процесса следующие периоды:  $T_1 \approx 250 \pm 25$ ,  $T_2 \approx 450 \pm 50$ ,  $T_3 \approx 1000 \pm 100$  и  $T_4 \approx 2000 \pm 200$ , что представляется неслучайным и может являться подтверждением следующего вывода: сейсмичность и вулканизм



**Рис. 2.** Периоды сейсмического процесса с Т>ТС. 1 — периоды, полученные методом Фурье-анализа, 2 — периоды, полученные методом СКАВРя.



Рис. 3. Периоды вулканического процесса. 1 — периоды, полученные методом Фурье-анализа, 2 — периоды, полученные методом СКАВРя.

являются проявлениями единого волнового геодинамического процесса. Необходимо отметить, что все общие значения периодов относятся ко второй группе периодов сейсмического процесса ( $T_{C2} > T_{C}$ ). Малые значения периодов вулканического процесса выявлены не были, что может быть, например, обусловлено отсутствием (или невозможностью регистрации) «короткопериодной» стадии вулканического процесса, которая в случае её выявления может являться аналогом фор-афтершоков в сейсмическом процессе.

С помощью описанной выше разработанной авторами методики исследовались временные закономерности сейсмического процесса, протекающего в пределах северо-западной окраины Тихого океана: вдоль тихоокеанского побережья Японии, Ку-

о 2950 землетрясениях с магнитудами  $6,0 \le M \le 9,1$ . Результаты расчётов с использованием в качестве теоретического — закона распределения Пуассона представлены на рис. 4, из которого видно, что вся область исследования M- $\Delta T$  содержит замкнутые области, ограниченные изолиниями одинаковых значений уровня статистической значимости.

Проведённые расчёты показали, что на итоговых («квазифазовых») плоскостях M- $\Delta T$  выявленные системы замкнутых изолиний для сейсмического процесса в пределах окраины Тихого океана определяют циклические движения с периодом  $T_{\Phi} \approx$  $\approx 250\pm 50$ лет. Аналогичные исследования, проведённые на сопоставимом по продолжительности сейсмическом материале тихоокеанского побережья вблизи Южной Америки, также выявили систерило-Камчатской и Алеутской островных дуг. Ис- мы замкнутых изолиний значений доверительной следуемая совокупность данных содержит сведения вероятности на плоскости M- $\Delta T$ . Это позволяет



Рис. 4. Плоскость *М*-∆*T*, построенная по землетрясениям Северо-Западной окраины Тихого океана; в качестве теоретического использовалось распределение Пуассона. 1 – граница доверительной вероятности 0,9, 2 – граница доверительной вероятности 0,7, 3 – граница доверительной вероятности 0,5.

сформулированный вывод о квазипериодическом (циклическом) характере сейсмического процесса для северо-западной окраины Тихого океана и побережья Южной Америки распространить на всю окраину Тихого океана.

Таким образом, приведенные данные доказывают, что периодичность является достаточно характерным свойством сейсмической и вулканической активности как Земли, в целом, так и отдельных её регионов.

Близость выявляемых периодов для обоих процессов свидетельствует об их «волновой» взаимосвязи и подтверждает вывод о том, что сейсмичность и вулканизм являются проявлениями единого волнового геодинамического процесса [1, 5, 7].

Равенство «фазового»  $T_{\Phi}$  и «спектрального»  $T_1$  периодов  $T_{\Phi} \approx T_1 \approx 250$  лет, выявленных разными методами на статистически представительном материале, является физически (с помощью представлений о фазовой плоскости M- $\Delta T$ ) обоснованным, по сути, «основным» периодом геодинамического процесса. Чётные гармоники  $2T_0 \approx T_2$ ,  $4T_0 \approx T_3$  и  $8T_0 \approx T_4$  такого процесса, очевидно, могут являться следствием замкнутости активных поясов планеты друг на друга, что с необходимостью вынуждает изучать закономерности геодинамического процесса в планетарном масштабе.

Существует и другая точка зрения, согласно которой сейсмический и вулканический поцессы имеют фрактальную структуру [4, 10], которая, по сути, исключает возможность существования периодичности в этих процессах. В этой связи следует отметить, что при исследовании фрактальных свойств предполагается использование ряда вполне определённых условий. К таким условиям, в частности, относятся требования к продолжительности, многомасштабности ряда наблюдений и однородности свойств исследуемого процесса, которые часто трудно учесть при изучении геодинамических процессов. Поэтому получаемые различными исследователями с помощью фрактального анализа результаты следует считать приближенными. Впрочем, такое замечание следует отнести и к методам, с помощью которых выявляются периодичности геодинамических процессов.

Работа выполнена при поддержке гранта ДВО РАН 12-III-А-08-164.

# Список литературы

- 1. Викулин А.В. Физика волнового сейсмического про- 10. цесса. Петропавловск-Камчатский: КГПИ, 2003. 150 с.
- Викулин А.В., Мелекесцев И.В., Акманова Д.Р. и др. Информационно-вычислительная система моделирования сейсмического и вулканического процессов как основа изучения волновых геодинамических явлений // Вычислительные технологии. Том. 17, № 3, 2012. С. 34–54.
- Витязев В.В. Спектрально-корреляционный анализ равномерных временных рядов: учеб. пособие. СПб.: Изд-во С.-Петерб. ун-та. 2001. 48 с.
- 4. Гусев А.А. Фрактальная структура последовательности вулканических извержений мира: порядковое группирование событий и эпизодичность выноса материала // Вулканология и сейсмология. 2014. № 1. С. 38-60.
- Долгая А.А., Акманова Д.Р., Викулин А.В. О периодичности геодинамического процесса // Тектоника складчатых поясов Евразии: сходство, различия, характерные черты новейшего горообразования, регио-

нальные обобщения. Материалы XLVI Тектонического совещания. Том І. М.: ГЕОС, 2014. С. 124–128.

- Долгая А.А., Анкваб А.А. Информационно-вычислительная система «Периодичность» // Программа для ЭВМ № гос. рег. 2013 661 747 от 16 декабря 2013 г.
- Долгая А. А., Викулин А. В., Николаев А. Н. Моделирование квазипериодических закономерностей сейсмического и вулканического процесса // Проблемы комплексного геофизического мониторинга Дальнего Востока России. Труды Четвертой научно-технической конференции. Петропавловск-Камчатский. 29 сентября — 5 октября 2013 г. /Отв. ред. Чебров В. Н. — Обнинск: ГС РАН. 2013. С. 445–448.
- Долгая А.А., Лобанов Е. Ю. Информационно-вычислительная система «EQV» // Программа для ЭВМ № гос. рег. 2014 610 119 от 9 января 2014 г.
- Долгая А. А., Николаев А. Н. Информационно-вычислительная система «Квазипериодичность» // Программа для ЭВМ № гос. рег. 2013 661 748 от 16 декабря 2013 г.
- Захаров В.С. Поиск детерминизма в наблюдаемых геолого-геофизических данных: анализ корреляционной размерности временных рядов // Современные процессы геологии. Сборник научных трудов. М.: Научный мир, 2002. С. 184–187.
- Писаренко В. Ф., Родкин М. В. Распределения с тяжелыми хвостами: приложения к анализу катастроф. М.: ГЕОС. 2007. 242 с. (Вычислительная сейсмология; Вып. 38).
- Тихонов И. Н., Рыбин А.В., Чибисова М.В. Некоторые закономерности времени возникновения сильных извержений вулканов Курильской островной дуги // Литосфера, 2011. № 3. С. 134-143.
- Хаин В. Е., Халилов Э. Н. Пространственно-временные закономерности сейсмической активности. Бургас: SWB, 2008. 304 с.
- Vikulin A. V., Akmanova D. R., Vikulina S. A. et al. Migration of seismic and volcanic activity as display of wave geodynamic process // Geodynamics and Tectonophysics. Vol. 3, Issue 1, 2012a. P. 1–18.



УДК 551.21

В.В. Иванов

Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский, 683 006; e-mail: victor@kscnet.ru

# Кратко — и среднесрочные сейсмологические предвестники катастрофических извержений вулканов Безымянный и Шивелуч на Камчатке

В работе проанализированы сейсмологические предвестники для трёх существенно различных извержений андезитовых вулканов на Камчатке: двух самых больших и опасных извержений Шивелуча и Безымянного в XX столетии, а также для умеренного извержения Шивелуча в 2001 г. Показано, что основные характерные особенности предвестников этих трёх извержений принципиально различны и вероятно представляют собой три различных класса поведения подобного рода систем. Дается возможное объяснение наблюдаемым особенностям сейсмичности и возможному механизму её образования для указанных различных типов. Показано, что определение моментов начала внезапных пароксизмальных фаз больших извержений андезитовых вулканов, вызванных обрушениями их построек, в настоящее время по сейсмологическим данным проблематично. Предлагается один из возможных сейсмологических критериев различения подготовки больших от умеренных извержений андезитовых вулканов. Намечаются пути совершенствования методик прогнозирования умеренных извержений андезитовых вулканов.

# Введение

Проблема прогноза вулканических извержений и опасность извержений с «кислым» составом вулканических продуктов. Несмотря на развитие в последние годы новых видов и систем наблюдения, обработки данных, изучения глубинного строения, свойств горных пород, моделирования процессов и отдельные успехи, прогнозирование вулканических извержений и сейчас — серьезная научная и техническая проблема, пока являющаяся нерешенной, как в мире (Sparks, 2003), так и на Камчатке (Иванов, 2013). Особенно это касается крупных взрывных извержений вулканов с кислым составом продуктов, которые наиболее опасны. Вязкость кислых магм обычно на несколько порядков больше, чем вязкость основных магм. При малом газосодержании такие магмы на поверхности земли образуют огромные экструзивные купола, состоящие из блоков, реже короткие, мощные лавовые потоки. Напротив, при большом содержании газов такие магмы у поверхности земли ведут себя наподобие взрывчатых веществ, поскольку в силу большой вязкости при их подъёме к поверхности земли способны сохранять в пузырьках выделившихся из них магматических газов огромные избыточные давления, характерные для глубин первые километры. В напряженной ячеистой структуре высоковязкой магмы с большим избыточным давлением газов в ячейках, при сбросе давления могут развиваться волны дробления, в определенном смысле напоминающие волны детонации в химическом взрывчатом веществе (Алидибиров, 1987). Образующиеся

при разрушении магмы продукты формируют высокие плинианские колонны, протяжённые пирокластические потоки и др. проявления эксплозивного вулканизма, представляющие значительную опасность для населения и авиации (Алидибиров, 1987; Горшков, Богоявленская, 1965).

Подъём высоковязких кислых магм по магматическим каналам перед извержением порождает во вмещающей среде значительные избыточные напряжения, которые вызывают растрескивание горных пород. Возникают предваряющие вулканические землетрясения, которые являются главным индикатором внедрения магм, что широко используется для прогнозирования (Токарев, 1966; McNutt, 1996). Крупные внедрения таких магм при определённых топографических и тектонических условиях могут вызывать потерю устойчивости постройки вулкана и её внезапное обрушение (Мелекесцев, Брайцева, 1984). Мы полагаем, что этому способствует пониженная прочность таких построек, поскольку они обычно являются совокупностью экструзивных куполов, каждый из которых состоит из отдельных блоков, а также из свежей, неконсолидированной пирокластики. Такие обрушения представляют значительную опасность. С другой стороны, обрушение постройки вулкана вызывает уменьшение мощности покрывающих магму вышележащих горных пород и снижение избыточного давления в магматической системе. Быстрая декомпрессия поднимающейся газонасыщенной вязкой магмы вызывает развитие в ней волн дробления, т. е. пароксизмальный взрыв (Алидибиров, 1987). Вот почему крупные извержения кислых вулканов наиболее опасны, а развитие систем и методов их прогнозирования представляет собой важную практическую задачу.

полагает выявление их предвестников в различных геофизических, геохимических, геодеформационных и т. д. полях и надёжных закономерностей в их поведении, что является основой для создания соответствующих методик. Главным методом мониторинга и прогноза таких извержений является всепогодный дистанционный сейсмологический метод (Токарев, 1977; McNutt, 1996). Тем не менее, внутренне присущая неопределенность в поведении магматических систем, создаёт значительные трудности в их прогнозировании (Sparks, 2003). Особенно это касается неопределённости моментов пароксизмальных фаз извержений, инициированных крупномасштабными обрушениями построек вулканов, которые происходят внезапно.

В XX столетии на Камчатке произошло два больших (с объёмом изверженных продуктов  $(1 < V < 10 \, {\rm km}^3)$  пароксизмальных извержения андезитовых вулканов, которые изучались инструментальными методами — Безымянного в 1955-1956 гг. и Шивелуча в 1964 г. Кроме этого, имели место более двух десятков более слабых межпароксизмальных извержений Безымянного, Шивелуча, Карымского и Кизимена. В данной работе мы ограничились анализом сейсмологических предвестников всего трёх извержений — двух упомянутых пароксизмальных и межпроксизмального извержения Шивелуча, начавшегося в 2001 г. Мы полагаем, что они дают представление о трёх основных типах извержений таких вулканов и трёх классов их сейсмологических предвестников. Извержение Шивелуча в 2001 г. было успешно спрогнозировано, его предвестники хорошо изучены, что позволяет, на наш взгляд, по - новому проинтерпретировать полученный ранее материал.

Описание извержений. Упомянутые извержения андезитовых вулканов существенно различались как по характеру, так и по масштабу. Большие извержения Безымянного 1955-1956 гг. и Шивелуча и Шивелуча 12 ноября 1964 г. включали пароксизмальные фазы с образованием крупномасштабных обломочных лавин и пирокластических потоков (Белоусов, Белоусова, 1995 и 1998; Горшков, Богоявленская, 1965; Горшков, Дубик, 1969). Шлейфы извержений достигали абсолютных высот 35 и 15 км, соответственно, что соответствует классу катастрофических извержений с эксплозивным индексом VEI = 5 и 3–4, соответственно (Newhall, Self, 1982). Извержение Безымянного в 1955-1956 гг. произошло после почти тысячелетнего интервала покоя. Оно включало длительную (четырёхмесячную) начальную экструзивно - эксплозивную фазу и пароксизмальный, очень резкий, кратковременный «направленный взрыв» 30.Ш.1956 (Горшков, Бого-

явленская, 1975), вызванный крупномасштабным обрушением постройки вулкана (Белоусов, Белоусова, 1998; Богоявленская и др., 1985). Почти сразу после взрыва в образовавшемся крупном кратере на-Краткосрочное прогнозирование извержений пред-чался рост экструзивного лавового купола (Горшков, Богоявленская, 1975). Напротив, извержение Шивелуча 12 ноября 1964 г. произошло после примерно 20 летнего интервала покоя. Хотя оно также было инициировано крупномасштабным обрушением постройки (Белоусов, Белоусова, 1995; Богоявленская и др., 1985), однако произошло без предваряющей экструзивной или эксплозивной фаз и включало в себя лишь короткое (около 70 мин.) пароксизмальное извержение (Токарев, 1967). В отличие от извержения Безымянного, извержение Шивелуча начиналось плавно (Токарев, 1967; Фирстов, 1996). После окончания извержения активность в образовавшемся огромном кратере не возобновлялась в течение 16 лет, вплоть до 1980 г.

> Умеренное извержение Шивелуча, начавшееся в 2001 г. было примерно на порядок меньше по массе изверженных продуктов, чем описываемые выше извержения. Начальная, преимущественно экструзивная фаза продолжалась около 20 - суток. Последовавшая за ней сильная взрывная фаза 19-21 мая 2001 г. включала главное извержение 19 мая с VEI = 3-4, которое развивалось плавно и продолжалось около 6 час. В этом принципиальное отличие её от пароксизмальных фаз упомянутых двух катастрофических извержений. Мы полагаем, что эта фаза была вызвана подходом к поверхности земли большой порции газонасыщенной магмы, она не была инициирована обрушениями постройки вулкана (Иванов, 2013).

> Обзор результатов изучения сейсмичности в связи с рассматриваемыми извержениями. На основании изучения сейсмичности и активности вулкана Г.С. Горшков выделил основные фазы для извержения вулкана Безымянного в 1955–1956 гг. и привёл описание его пароксизмальной фазы 30 марта 1956 г. (Горшков, Богоявленская, 1975). Самое сильное событие роя вулканических землетрясений произошло на спаде сейсмической активности и по времени совпало с пароксизмальным «направленным взрывом» 30 марта. Более детальное изучение предвестников этого и последующих более слабых извержений Безымянного было проведено П.И. Токаревым (1966, 1981; Tokarev, 1985). Им было показано, что условные деформации перед этими извержениями нарастали по экспоненциальному закону. Для определения времени начала взрывных фаз слабых и умеренных извержений в 1959-1961 гг. он аппроксимировал условные деформации обратным степенным (гиперболическим) законом, поскольку последний имеет вертикальную асимптоту, что позволяет оценивать время начала извержения. Однако, по нашему мнению, применение этого удобного приема затушевывало физическую природу подготовки такого рода извержений. Кстати, в от

личие от первых умеренных извержений вулкана, условные деформации для его последующих извержений не показывали чётких закономерностей и указанные аппроксимации для них применить было невозможно. Поэтому в настоящее время речь идёт не о методике, а лишь об «алгоритме» прогноза умеренных извержений этого вулкана (Сенюков, 2013).

Сейсмологические предвестники пароксизмального извержения вулкана Шивелуч 12.XI.1964 приведены в работе П. И. Токарева (1967). Предваряющий рой землетрясений начался за 10,5 мес. до извержения, причём основные события произошли в последние 10 суток до его начала, а самое сильное событие роя по времени совпало с началом извержения. Нарастание условных деформаций для землетрясений происходило по гиперболическому закону. После окончания извержения сейсмичность быстро снизилась до фонового уровня. Судя по графику амплитуд сопровождающего вулканического дрожания, извержение продолжалось около 70 минут, оно начиналось плавно, перед самым концом его интенсивность достигла максимума и затем извержение прекратилось. Важно, что в интервале времени ±1,5 мес. от начала извержения в районе северной группы вулканов Камчатки на глубинах 70-100 и более километров в радиусе до 300 км от вулкана было зафиксировано 8 сильных землетрясений с максимальным энергетическим классом  $K_S = 12 \ (M \sim 5)$ . Это указывает на значительную активизацию тектонических процессов в верхней мантии Камчатки, связанную с этим извержением. Реконструкция динамики этого извержения по сейсмологическим и акустическим данным приведена в работе П. П. Фирстова (1996).

В работе (Хубуная и др., 1995) исследованы сейсмологические предвестники умеренного извержения вулкана Шивелуч в 1993–1994 гг. Эти данные послужили основой для успешного краткосрочного прогноза по сейсмологическим данным следующего умеренного извержения этого вулкана, которое началось в 2001 г. Описание этого извержения и его сейсмичности дано в работах (Федотов и др., 2001; Иванов, 2013).

В работе В. М. Зобина были даны оценки магнитуд и механизмов очагов для самых сильных вулканических землетрясений вулкана Шивелуч в 1964 г. (1979). В книге этого же автора дан обзор сейсмичности ряда больших и умеренных извержений вулканов Безымянного, Шивелуча и др. андезитовых вулканов (2013). Однако там не приведён критический анализ представленных материалов.

Детальное сопоставление сейсмологических предвестников указанных трёх извержений андезитовых вулканов на Камчатке позволит, по нашему мнению, выявить новые закономерности, которые могут быть полезны для понимания процессов подъёма магм и прогнозирования опасных вулканических проявлений. Это является целью данной работы. Ра-

нее подобная работа для извержений андезитовых вулканов разного масштаба и характера на Камчатке не проводилась.

# Сейсмологические предвестники извержений вулканов Безымянного в 1955–1956 гг. и Шивелуча (1964, 2001 гг.)

Типы вулканических землетрясений и исходные данные. Все три извержения предварялись и сопровождались роями вулканических землетрясений I-III типов по классификации П. И. Токарева (Горшков, Богоявленская, 1965; Иванов, 2013; Токарев, 1981). Эти землетрясения следует отнести к т.н. «сдвиговым событиям», что объясняется следующими соображениями. Наиболее сильные землетрясения предваряющих роев вулканических землетрясений обычно имеют квадрантное распределение первых вступлений объёмных волн. В записях большинства землетрясений такого рода имеются явно выраженные S-волны. Поэтому можно полагать, что в их очагах значительный вклад имеют сдвиговые компоненты (Зобин, 1979). Многие вулканические землетрясения по форме записи неразличимы от обычных тектонических землетрясений; Г.С. Горшков называл такие события «вулкано-тектоническими». В этом их принципиальное отличие от вулканических землетрясений IV типа и вулканического дрожания в классификации П. И. Токарева, которые связаны с вулканическими взрывами, образованием пирокластических потоков и т.д. (1966). В данной работе будут анализироваться лишь землетрясения I-III типов. Для изучения предвестников привлекались данные из каталогов вулканических землетрясений (Токарев, 1981), а также из каталогов КФ ГС РАН, в которых для характеристики сейсмической энергии событий используется энергетический класс по S-волнам *K<sub>S</sub>* (Федотов, 1972). Магнитуды самых сильных землетрясений брались из работы (Зобин, 2011).

Сейсмичность в связи с извержением вулкана Безымянного в 1955–1956 гг. имела следующие характерные особенности (рис. 1). Явный рой вулканических землетрясений начался примерно за месяц до начала извержения. Частота и максимальный за сутки энергетический класс событий быстро нарастали и достигли максимума в конце октября (Горшков и Богоявленская, 1965). С началом извержения 21 октября 1955 г. (его пепловой фазы) частота землетрясений уменьшалась нерегулярным образом, что вероятно отражало снижение избыточного давления в магматической системе вулкана вследствие её частичного открытия. Время здесь и далее мировое

(UTC = местное -12 час). К моменту предполагаемого появления первой лавы (началу роста экструзивного лавового купола) ежесуточная частота землетрясений резко (примерно на порядок) уменьшилась по сравнению с её максимальным значением (рис. 1б). По данным (Горшков, Богоявленская, 1956) рост купола начался в конце ноября 1955 г. Веро-



**Рис. 1.** Ежесуточные параметры сейсмичности на вулкане Безымянный в 1955–1956 гг.: *а*) максимальный энергетический класс вулканических землетрясений II–III типов ( $K_{S_{max}}$ ), б) число землетрясений с  $K_S \ge 9,0$ . Время UTC = местное –12 час.

ятно, снижение произошло вследствие облегчения подъёма свежей андезитовой магмы в центральном питающем канале вулкана (полного открытия его магматической системы) в результате образования большого взрывного кратера на вершине вулкана (Горшков, Богоявленская, 1965). Впрочем, максимальный за сутки энергетический класс событий оставался по - прежнему высоким (рис. 1а). Распределение месячных чисел вулканических землетрясений роя с  $K_S \ge 9,0$  было следующим: с 20 октября — по 20 ноября 1955 г. — 280 событий, в декабре 1955 г. – феврале 1957 г. от 36 до 42 событий в месяц, с 1 по 29 марта 1956 г. — всего 13 событий. т. о. пароксизмальная фаза извержения 30 марта 1956 г. произошла на постепенном спаде сейсмической активности. Тем не менее, несмотря на сравнительно низкий уровень сейсмической активности, на этом фоне 30 марта 1956 г. произошло самое сильное землетрясение роя с Mw = 5,3. Его энергия составила около 20% от суммарной энергии всех остальных событий роя. После пароксизмального взрыва на вулкане отмечались многочисленные более слабые землетрясения II–III типов с  $K_S \leq 8,5$ , которые очевидно сопровождали рост нового экструзивного лавового купола в огромном обвально-взрывном кратере, образовавшемся 30 марта (рис. 1).

Сейсмичность в связи с извержением Шивелуча в 1964 г. Напротив, перед пароксизмальным извержением вулкана Шивелуч 11 ноября 1964 г. (время



**Рис. 2.** Ежесуточные параметры сейсмичности на вулкане Шивелуч в сентябре — ноябре 1964 г. Время UTC = местное -12 час.

UTC) ежесуточные величины энергетических классов и чисел вулканических землетрясений быстро нарастали, причём с ускорением. Из 58 событий с  $K_S \ge 9,0$  предваряющего роя 50 землетрясений произошло в течение двух суток до извержения (рис. 2). После извержения вулканическая активность и вулканические землетрясения полностью прекратились, что вероятно отражало полную разгрузку магматической системы вулкана, вызванную извержением.

Сейсмичность в связи с извержением Шивелуча в 2001 г. Сейсмический режим в связи с извержением Шивелуча, начавшимся 29 апреля 2001 г., показан на рис. 3. Его особенности в целом повторяли особенности режима вулкана Безымянный в 1955–1956 гг. Отличия от случая Безымянный были следующими: а) на 2 порядка меньшая энергия землетрясений роя и в несколько раз меньшая его продолжительность; б) плавное развитие извержений главной взрывной фазы 19-21 мая 2001 г., причём в начальной их части, как правило, не отмечалось сильных вулкано-тектонических землетрясений.

Сравнение условных деформаций для вулканических землетрясений, предварявших извержения. На рис. 4 приведены графики развития условных деформаций, связанных с землетрясениями трёх роев: предварявших пароксизмальное извержение Шивелуча 12 ноября 1964 г., умеренное пепловое извержение Безымянного, начавшееся 21.Х. 1956 и уме-



Рис. 3. Сейсмический режим вулкана Шивелуч в апреле — мае 2001 г.: a и б — максимальный энергетический класс вулканических землетрясений II-III типов ( $K_{S_{max}}$ )(a) и их количества (N II-III) по четырехчасовым интервалам (б). Фазы: I подготовкиизвержения, II — начальная экструзивная, III — главная эксплозивная, IV — умеренного экструзивно-эксплозивного извержения. Стрелками показаны отдельные взрывы или взрывные извержения. Появление термоаномалии 29 апреля 2001 г. по спутниковым данным считалось началом экструзивного этапа извержения. Время UTC = камчатское летнее —13 час. Построено по данным каталога землетрясений КФ ГС РАН.

ренное извержение вулкана Шивелуч в 2001 г. Перед пароксизмальным извержением вулкана Шивелуч условные деформации вначале увеличивались по экспоненциальному закону, который в полулогарифмическом масштабе аппроксимируется линейной функцией (рис. 4а). С 4 ноября 1964 г. они нарастали катастрофическим образом, который можно аппроксимировать обратным степенным (гиперболическим) законом с асимптотой, совпадающей с моментом извержения 11 ноября 1956 г. Анализируя в оперативном варианте параметры сейсмического режима для такого вида извержений можно прогнозировать время их начала (Токарев, 1967). После пароксизмального извержения график застабилизировался, что отражает резкое уменьшение сейсмичности, очевидно в результате полной разгрузки магматической системы, вызванной извержением.

Напротив, условные деформации перед началом пепловой фазы извержения вулкана Безымянный 21 октября 1955 г. нарастали значительно медленнее по экспоненциальному закону, который сменился на монотонно нарастающий более слабый закон в связи с общей тенденцией снижения уровня сейсмичности. Поскольку экспоненциальная функция



Рис. 4. Графики условных деформаций землетрясений, предварявших извержения вулканов Шивелуча в 1964 г. (*a*), Безымянного в 1956 г. (б) и Шивелуча в 2001 г. (*в*). Время UTC. Стрелками на графиках показаны начала извержений: пароксизмального Шивелуча 11 ноября 1964 г., начальной пепловой фазы Безымянного 21 октября 1955 г. и начальной экструзивной фазы Шивелуча 29 апреля 2001 г., определённой по появлению на нём термоаномалии.

неограниченно нарастает и не имеет асимптоты, прогнозирование времени начала таких извержений путём анализа графика условных деформаций невозможно.

Самое медленное, примерно по линейному закону нарастание условных деформаций имело место перед началом умеренного извержения вулкана Шивелуч в 2001 г. В полулогарифмическом масштабе оно имело вид выполаживающейся кривой (рис. 4*в*). Величины условных деформаций для этого извержения были примерно на порядок меньше, чем для пароксизмальных извержений.

# Выводы и возможная интерпретация сейсмологических данных

1. Пароксизмальные взрывы на Безымянном 30.Ш.1956 и Шивелуче 12.ХІ.1964 были связаны с крупномасштабными внедрениями свежей газонасыщенной магмы и инициированы крупными обрушениями их построек, что привело к снижению нагрузки, уменьшению избыточного давления в их магматических питающих системах, развитию в них волн дробления и к пароксизмальным взрывам. В свою очередь, обрушения построек вулканов были спровоцированы нарушением их сплошности в результате растрескивания из - за указанный внедрений, что сопровождалось самыми сильными вулкано-тектоническими землетрясениями с магнитудами  $M_{\rm w} = 5,2-5,3$ . Радиус очагов таких землетрясений оценивается в первые километры (Зобин, 1979; Токарев, 1967). В силу случайности моментов обрушения крупных построек андезитовых вулканов, прогнозирование вызванных ими сильных взрывных или пароксизмальных фаз пока не представляется возможным. Поэтому в пределах определённых зон вокруг вулканов такие извержения представляют большую опасность.

2. Вид графиков условных деформаций, предваряющих вулканических землетрясений для рассмотренных трёх извержений был принципиально разным. Самое «агрессивное», гиперболическое поведение было связано с подготовкой кратковременного извержения Шивелуча 12.XI.1964. Менее «агрессивно», по экспоненциальному закону нарастали условные деформации перед началом пеплового извержения Шивелуча 21 октября 1955 г. Достаточно спокойно, по линейному закону происходил рост условных деформаций перед началом экструзивной фазы умеренного извержения Шивелуча в 2001 г. Отсюда можно сделать вывод, что скорость «сейсмотектонического движения» перед указанными тремя извержениями также нарастала принципиально по-разному. Можно предположить, что такое различие было связано с различным массовым расходом интрузий магмы для этих извержений максимальной для вулкана Шивелуч в 1964 г., умеренной для Безымянного в 1955 г. и сравнительно небольшой перед извержением Шивелуча в 2001 г.

3. На основании вышесказанного можно полагать, что большие (с объёмом изверженных продуктов ( $1 < V < 10 \, {\rm km}^3$ ) извержения на андезитовых вулканах Камчатки будут предваряться мощными роями вулканических землетрясений I–III типов. Оперативный анализ характера нарастания условных деформаций землетрясений может быть полезен для решения вопросов: а) следует ли ожидать большое извержение или нет?; б) следует ли ожидать начальную экструзивно-эксплозивную фазу или сразу пароксизмальный взрыв?

4. Самое сильное вулканическое землетрясение на Безымянном вулкане 30.Ш.1956 произошло после значительного спада активности роя, что представляется нелогичным. Можно предположить, что это землетрясение было вызвано снижением прочности вмещающих магму горных пород в результате их насыщения летучими, отделившимися от более свежих и более газонасыщенных порций магмы, которые поступили в этот момент к поверхности земли. Эти порции сменили дегазированные порции, сформировавшие новый экструзивный купол, образовавшийся на вершине вулкана в интервале 20.XI.1955–29.III.1956.

5. В отличие от случая Безымянного 30.Ш.1956, обрушение постройки и пароксизмальный взрыв на Шивелуче 12.ХІ.1964 произошёл, минуя начальную экструзивно-эксплозивную фазу. Можно предположить, что это произошло вследствие чрезвычайно высокого массового расхода магматических внедрений, что сравнительно быстро привело к катастрофическому разрушению постройки вулкана, её обрушению, быстрой декомпресии газонасыщенной магмы и к взрыву. Можно полагать, что такое беспрецедентное внедрение было вызвано аномальными тектоническими условиями, что выразилось в значительной сейсмическая активизации в верхней мантии в районе северной группы вулканов в радиусе до 300 км от вулкана (Токарев, 1967).

6. Постепенное снижение со временем уровня сейсмической активности перед катастрофическим направленным взрывом на Безымянном 30.Ш.1956 и главной взрывной фазой на Шивелуче 19.V.2001, по нашему мнению, можно объяснить влиянием следующих двух факторов: а) улучшением путей поступления магмы к поверхности земли, т.е. постепенным открытием магматических систем, что приводило к снижению избыточного давления в них; б) снижением нагрузки на вмещающую среду в результате поступления более горячих и менее вязких порций магмы.

7. Значительную опасность в настоящее время на Шивелуче представляют сильные взрывные или обвально-взрывные фазы его умеренных извержений. В отличие от извержения 2001 г., которое произошло после сравнительно длительного (7 летнего) интервала покоя, рост внутрикратерного купола вулкана сейчас происходит почти постоянно, без больших перерывов. Поэтому на поверхность земли поступают сравнительно горячие и, следовательно, относительно маловязкие порции магмы. Продвижение таких порций по центральному питающему каналу вулкана обычно не сопровождается явными роями вулканических землетрясений. Прогнозировать такие извержения пока не удаётся. Особенно опасны обвально — взрывные извержения, поскольку с увеличением высоты купола вероятность таких извержений значительно увеличилась и они происходят достаточно часто. Одним из возможных путей прогнозирования таких событий, по нашему мнению, является мониторинг вулканических землетрясений IV типа и вулканического дрожания. Рои вулканических землетрясений I-III типов

на Шивелуче происходят достаточно часто, что от- 10. Иванов В. В. ражает интрузивные или экструзивные процессы, постоянно идущие на этом одном из крупнейших магматических центров планеты. Однако их появление, увы, не может служить предвестником сильных взрывных фаз на Шивелуче, связанных с его умеренными извержениями. Необходимы дальнейшие исследования по поиску предвестников таких извержений.

Автор выражает признательность В. Т. Гарбузо-13. вой, О. А. Гириной, В. Н. Двигало, Ю. В. Демянчуку, В. А. Дрознину, И. В. Мелекесцеву, П. П. Фирстову и В. А. Широкову за полезные обсуждения рассматриваемых в статье вопросов.

# Список литературы

- 1. Алидибиров М.А. Модель высвобождения энергии при вулканических взрывах вулканского типа // Вулканология и сейсмология. 1987. № 4. С. 50–58.
- Белоусов А.Б., Белоусова М.Г. Извержение вулкана Шивелуч в 1964 г. (Камчатка) — плинианское извержение, предварявшееся крупномасштабным обрушением постройки // Вулканология и сейсмология.1995. 18. № 4-5. С. 116-126.
- Белоусов А. Б., Белоусова М.Г. Извержение вулкана Шивелуч в 1964 г. (Камчатка) — плинианское извержение, предварявшееся крупномасштабным обрушением постройки // Вулканология и сейсмология.1995. № 4-5. С. 116-126.
- Белоусов А.Б., Белоусова М.Г. Отложения и последовательность событий извержения вулкана Безымянный 30 марта 1956 г. (Камчатка): отложения обломочика 20. ной лавины // Вулканология и сейсмология. 1998. № 1.С. 25–40.
- Белоусов А.Б., Белоусова М.Г. Отложения и последовательность событий извержения вулкана Безымянный 30 марта 1956 г. (Камчатка): отложения обломочной лавины // Вулканология и сейсмология.1998. № 1. С. 25-40.
- Богоявленская Г.Е., Брайцева О.А., Мелекесцев И.В., Кирьянов В. Ю., Миллер С. Д. Катастрофические извержения типа направленных взрывов на вулканах Сент-Хеленс, Безымянный, Шивелуч // Вулканология и сейсмология. 1985. №2. С. 3–26.
- Горшков Г. С., Богоявленская Г. Е. Вулкан Безымянный и особенности его последнего извержения 1955–1963 гг. М.: Наука, 1965. 172 с.
- Горшков Г.С., Дубик Ю. М. Направленный взрыв на вулкане Шивелуч // Вулканы и извержения. М.: Наука, 1969. С. 3-37.
- 9. Зобин В. М. Динамика очага вулканических землетрясений. М. Наука. 1979. 91 с.

- Иванов В. В. Средне и краткосрочные прогнозы извержений вулканов на Камчатке (1956–2012 гг.) // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2013. № 2(22). С. 98–118.
- Мелекесцев И.В., Брайцева О.А. Гигантские обвалы на вулканах // Вулканология и сейсмология. 1984. №4. С. 14–23.
- 12. Сенюков С. Л. Прогноз извержений вулканов Ключевской и Безымянный на Камчатке. LAP Lambert Academic Publishing. 2013. 144 с.
- Токарев П.И. Извержения и сейсмический режим вулканов Ключевской группы. М.: Наука, 1966. 118 с.
- Токарев П. И. Гигантское извержение вулкана Шивелуч 12 ноября 1964 г. и его предвестники // Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли. 1967. № 9. С. 11–22.
- Токарев П.И. К методике прогноза извержений вулканов Камчатки по сейсмологическим данным // Бюлл. вулканол. ст. 1977. № 53. С. 38–45.
- 16. *Токарев П.И.* Вулканические землетрясения Камчатки. М.: Наука, 1981. 164 с.
- Федотов С.А. Энергетическая классификация Курило-Камчатских землетрясений и проблема магнитуд. М.: Наука, 1972. 116 с.
- Федотов С. А., Двигало В. Н., Жаринов Н. А., Иванов В. В. и др. Извержение вулкана Шивелуч в мае-июле 2001 г. // Вулканология и сейсмология. 2001. № 6. С. 3-15.
- Фирстов П. П. Реконструкция динамики катастрофического извержения вулкана Шивелуч 12 ноября 1964 г. на основании данных о волновых возмущениях в атмосфере и вулканическом дрожании // Вулканология и сейсмология. 1996. №4. С. 48–63.
- Хубуная С. А., Жаринов Н. А., Муравъёв Я. Д., Иванов В.В. и др. Извержение вулкана Шивелуч в 1993 г. // Вулканология и сейсмология. 1995. № 1. С. 3-19.
- McNutt, S.R. Seismic monitoring of volcanoes: A review of the state-of-the-art and recent trends // Monitoring and Mitigation of Volcanic Hazards // Ed. by Scarpa, R., R. Tilling, Chapter 3, Springer-Verlag. Berlin. 1996. P.99–146.
- Newhall C.A., Self S. The volcanic explosivity index (VEI): an estimate of the explosive magnitude for historical volcanism // J. Geophys. Res. 1982. Vol. 87. Issue C2. P. 1231-1238.
- Sparks R. S.J. Forecasting volcanic eruptions // Earth and Planetary Science Letters. 2003. Vol. 210. P. 1–15.
- Tokarev P. I. The prediction of large explosions of andesitic volcanoes // Journal of geodynamics. 1985. Vol. 3. P. 219-244.
- 25. Zobin V. M. Introduction to volcanic seismology. Elsevier. Amsterdam. 2011. 474 p. ISBN: 9780 444 563 750.



УДК 550.341.5

#### А.В. Кирюхин, А.Ю. Поляков, И.Ф. Делемень

Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, г. Петропавловск-Камчатский e-mail avk2@kscnet.ru

# Связь локальной сейсмичности в Северо-Мутновской вулканотектонической зоне с аномальным изменением устьевого давления на скважине Родниковая

Зарегистрированная 14 декабря 2012 г. термогидродинамическая аномалия на скважине Родниковая находящейся на север-северо-восточной части Северо-Мутновской вулкано-тектонической зоны, связана с локальной сейсмичностью в средней части Мутновской вулканотектонической зоны и интерпретируется как процесс внедрения магмы или глубинного флюида в область теплового питания Мутновской гидротермальной системы.

# Введение

С 24 июля 2012 г. на скважине Родниковая (52,65514° с. ш. 158,21907° в. д.) находящейся на северо-северо-восточной части Северо-Мутновской вулкано-тектонической зоны (рис. 1) [1], проводятся непрерывные наблюдения за изменением давления теплоносителя. Наблюдения проводятся для оценки термогидродинамического влияния эксплуатации Мутновского геотермального месторождения на прилегающие термоминеральные источники.

Скважина Родниковая глубиной 295 метров, была пробурена КГГЭ ПГО «Сахалингеология» в 1985 г. вблизи Вилючинских термальных источников в конце 80-х годов прошлого века, в каталоге экспедиции ей был присвоен номер № 27. Бурение производилось станком роторного бурения, диаметр бурения 394 мм (на глубинах от 0 до 14 м), 295 мм (14-123 м) и 215 мм (123-295 м). Ствол скважины обсажен до глубины 293 м. В соответствии с описанием её геолого-гидрогеологического разреза скважины, на глубинах от 0 до 12 метров залегают рыхлые отложения — в верхней части горизонта галечники с прослоями песка и гравия, а в нижней — валунниками с песчано-гравийным заполнителем, местами с прослоями суглинка. С глубины 12 м и до забоя разрез скважины представлен габбро-диоритами, причём с глубины 30,2 м эти породы трещиноваты и подвержены пиритизации и окварцеванию. Избыточное давление на устье при измерениях, выполненных 8 июня 1985 г., составило 1,0 атм.расход при самоизливе 50 л/с,[2]

# Измерения устьевого давления на скважине

В июле 2012 г. на скважине установлен трансдьюссер (цифровой манометр) Ashcroft T-ASH-G2-100<sup>1</sup>, производства фирмы Onset Computer Corporation (США) с блоком управления и накопления

данных (НОВО Energy Logger Pro)<sup>2</sup> и установленным аналоговым модулем FlexSmart Analog Module<sup>3</sup>. Объёма памяти модуля хватает на более чем 300 дней измерений, при их временном интервале в 5–10 минут. Диапазон измерения давления от 0 до 6,89 бар, с погрешностью измерения  $\pm 1\%$  в температурном диапазоне  $-20^{\circ} \div +85^{\circ}$  С.

За период наблюдений с 24 июля 2012 по 23 августа 2013 получен массив данных, графическое отображение которых приведено на рис. 2. Кроме явных сезонных вариаций и антропогенного влияния (скважина используется на обогрев и в ряде случаев, осуществлялось её закрытие) обращает на себя внимание аномальное изменение давления увеличение более чем на 2 бара, произошедшее 14 декабря 2012 г. В такое время года, наиболее вероятным поводом для подобной вариации давления могут быть события связанные с сейсмической деятельностью.

# Результаты обработки данных

В результате анализа каталога региональных землетрясений<sup>4</sup> за период ноябрь 2012 г. — январь 2013 г., какой либо корреляции этих сейсмических событий с представленной гидродинамической аномалией не обнаружено.

Для дальнейшего анализа использовался массив данных по локальным (520–530 — 1580–1590) сейсмическим событиям за аналогичный период времени, за который произошло 8 сейсмических событий которые можно связать с гидродинамической аномалией, часть событий произошло до и часть после гидродинамической аномалии. При анализе местоположения эпицентров, выяснилось, что все они локализованы в средней части Мутновской вулканотектонической зоны со средней глубиной 5,8 км. рис. 3.

<sup>&</sup>lt;sup>1</sup>http://www.onsetcomp.com/products/sensors/t-ash-g2-100

<sup>&</sup>lt;sup>2</sup>http://www.onsetcomp.com/products/data-loggers/h22-001

<sup>&</sup>lt;sup>3</sup>http://www.onsetcomp.com/products/sensors/s-fs-cvia

<sup>&</sup>lt;sup>4</sup>http://www.emsd.ru/ts/index.php



Рис. 1. Позиция скважины 1 в структуре Мутновско-Жировского геотермального района (по Е.А. Вакину с соавторами [Вакин и др., 1976], с дополнениями): 1 — тектонические нарушения установленные; 2 — тектонические нарушения предполагаемые; 3 — кратеры и кальдеры доголоценовых вулканов; 4 — действующие вулканы; 5 — Активная воронка действующего Мутновского вулкана; 6 — плейстоцен-голоценовые шлаковые конусы и лавовые потоки базальтового состава; 7 — фумарольные поля; 8 — термальные поля; 9 — термальные источники; 10 — наблюдательная скважина №28; 10 — Северо-Мутновская вулкано-тектоническая зона. Цифры на схеме: 1 — Активная воронка Мутновского вулкана; 2 — Нижнее (Донное) фумарольное поле Мутновского вулкана; 3 — Верхнее фумарольное поле Мутновского вулкана; 4 - Северо-Мутновское термальное поле, Западная группа источников; 5 — Северо-Мутновское термальное поле, Восточная группа источников; 6 — Западно-Мутновские

термы; 7 — Дачное термальное поле; 8 — Верхне-Жировские термы; 9 термальное поле Жировского вулкана; 10 — Нижне-Жировские термальные источники; 11 — Войновские термальные источники; 12 — Вилючинские термальные источники.



**Рис. 2.** Изменения устьевого давления на скважине Родниковая с 24 июля 2012 по 23 августа 2013 и локальная (520–530 — 1580–1590) сейсмичность. Ваг — устьевое давление,  $K_S$  — класс землетрясений, чёрные кружки — землетрясения, цифры у кружков — глубина землетрясений.



**Рис. 3.** Месторасположение локальных землетрясений непосредственно до и после гидродинамической аномалии. Красные кружки — землетрясения, числа выделенные красным (с подчеркиванием) — даты землетрясений, числа выделенные голубым — класс землетрясений, числа выделенные черным — глубина землетрясений, розовым выделена Северо-Мутновская вулкано-тектоническая зона (по [1], 18 — скважина Родниковая.



**Рис.** 4. След плоскости аппроксимирующей координаты локальных землетрясений произошедших сразу после гидродинамической аномалии. Чёрная полоса — след плоскости аппроксимирующей координаты локальных землетрясений, красные кружки — землетрясения, числа выделенные красным (с подчеркиванием) — даты землетрясений, числа выделенные голубым — класс землетрясений, числа выделенные черным — глубина землетрясений

Эпицентры, сейсмических событий в средней части Мутновской вулкано-тектонической зоны, коррелируемые нами с гидродинамической аномалией на скважине Родниковая, с достаточной достоверностью, ложатся на корреляционную плоскость:

$$z = Ax + By + C$$
, где

 $\begin{aligned} z &= 5,8 \\ A &= 0,000436769378446 \quad B &= -0,000482164322599 \\ C &= -2,73429843493 \qquad x = 42500 \div 45000 \end{aligned}$ 

с углом наклона 68° на юговосток.

След плоскости которая аппроксимирует координаты землетрясений изображён на рис. 4.

Указанная плоскость фиксирует зону образования предполагаемого разлома, являющейся, вероятно, трещиной гидроразрыва, возникшей в процессе внедрения магмы или глубинного флюида в область теплового питания Мутновской гидротермальной системы

# Выводы

1. На скважине Родниковая в период времени 24 июля 2012 по 23 августа 2013 проводятся непрерывные наблюдения за изменением устьевого давления. 14 — декабря 2012 г. обнаружено аномальное повышение давление более чем на 2 бара. 2. Сопоставление с локальной сейсмичностью в пределах Мутновского геотермального месторождения показывает, что в течении месяца после гидродинамической аномалии произошло 6 землетрясений классом 5,8-6,0. На абсолютных отметках  $-5 \div$ -6 км. Анализ координат землетрясений показывает, что они приурочены к плоскости северовосточного простирания и углом падения 68 на юговосток, указанная плоскость фиксирует зону образования предполагаемого разлома (трещины гидроразрыва).

3. Возрастание давления в геотермальном резервуаре с последующей образованием активной трещины интерпретируется как процесс внедрения магмы или глубинного флюида в область теплового питания Мутновской гидротермальной системы.

# Список литературы

- Вакин Е.А., Кирсанов И.Т., Кирсанова Т.П. Термальные поля и горячие источники Мутновского вулканического района // Гидротермальные системы и термальные поля Камчатки. Владивосток. 1976. С. 85–114.
- Судакова И. А., Смажелюк Т. С. Геолого-гидрогеологический разрез по скважине № 27. Масштаб: 1:1000 // Отчёт о результатах предварительной разведки на участке Дачном Мутновского месторождения парогидротерм с подсчётом запасов теплоносителя для обоснования проекта строительства первой очереди геотермальной электростанции мощностью 50 Мвт. Ответственный исполнитель Блукке П. П.. Посёлок Термальный Камчатской области: КГГЭ ПГО «Сахалингеология». 1987. Приложение № 62, 1 лист.



УДК 550.849:550.34

Г. Н. Копылова<sup>1</sup>, Ю. Г. Копылова<sup>2</sup>, Н. В. Гусева<sup>2</sup>

<sup>1</sup> Камчатский филиал Геофизической службы РАН, г. Петропавловск-Камчатский e-mail: gala@emsd.ru

<sup>2</sup> ΦΓБОУ ВПО «Национальный исследовательский Томский политехнический университет», Томск, 634 000, e-mail: unpc\_voda@mail.ru

# О генезисе и механизмах формирования гидрогеохимических аномалий в изменениях состава подземных вод под влиянием сейсмичности

Представлены первые результаты изучения геохимического процесса формирования гидрогеохимического предвестника Камчатского землетрясения 2 марта 1992 г., M = 6.8, проявившегося в изменениях макрокомпонентного состава воды скважины Морозная 1, на основе применения методов равновесной термодинамики и анализа элементарных химических реакций, проходящих в системе подземная вода — водовмещающая порода. Показано, что на стадии подготовки землетрясения происходило изменение процессов взаимодействия в системе вода — порода, наиболее ярко проявившееся в увеличении насыщенности подземных вод к ангидриту.

# Введение

При проведении режимных гидрогеохимических наблюдений в сейсмоактивных регионах фиксируются аномалии в изменениях концентраций отдельных компонентов состава подземных вод на стадиях подготовки и реализации землетрясений. На основании данных о проявлении таких гидрогеохимических аномалий перед сильными сейсмическими событиями (или гидрогеохимических предвестников) разрабатываются методы прогнозирования землетрясений. Вместе с тем, вопрос о генезисе и механизмах формирования таких гидрогеохимических аномалий весьма слабо рассмотрен в научной литературе. Необходимость всестороннего рассмотрения этого вопроса обусловлена тем, что адекватное понимание геохимического процесса формирования гидрогеохимических предвестников и других эффектов сейсмичности в изменениях состава подземных вод будет способствовать оптимальной организации специализированных наблюдений на самоизливающихся скважинах и источниках, а также позволит оценить роль сейсмичности в эволюции химического состава подземной гидросферы сейсмоактивных регионов.

В работе [4] рассмотрены процессы формирования зарегистрированных гидрогеохимических аномалий в изменениях состава воды скважин Морозная 1 и Пиначевская ГК-1, Камчатка, в период Камчатского землетрясения 2 марта 1992 г., M = 6.8, с использованием модели смешивания контрастных по химическому составу вод в водоносных системах скважин, представленных средами с двойной пористостью. Изливающаяся из скважины Морозная 1 подземная вода — холодная со средней температурой 16° С, щелочная, средняя величина pH = 8,84, ультрапресная с минерализацией 0,2 г/л, сульфатная натриево-кальциевая, среднее содержание кремниевой кислоты составляет 24 мг/л:

$${
m H_4SiO_4\,24M_{0,2}} rac{{
m SO_4^{2-80\,HCO_3^{-1}8}}}{{
m Ca}^{2+56\,{
m Na}^+44}}{
m T16\,{
m pH8,84}}$$

В скважине Морозная 1 перед землетрясением зафиксирован рост минерализации воды и обнаружено увеличение поступления сульфат-иона, ионов кальция и натрия в разгружающуюся на поверхность подземную воду при уменьшении концентрации гидрокарбонат-иона. При рассмотрении вопроса об источнике дополнительных минеральных веществ в составе подземной воды предполагалось, что они поступают из слабопроницаемых блоков водовмещающих пород, т.е. такая модель формирования гидрогеохимической аномалии в [4] имела гипотетический характер.

В настоящей работе предлагается рассматривать гидрогеосейсмические вариации химического состава подземных вод как отражение изменений в состоянии гидрогенно-минерального комплекса, соответствующего конкретному типу геохимической обстановки формирования подземных вод. Под гидрогенно-минеральным комплексом понимается, в соответствии с работой [6], «генетически связанная ассоциация минеральных, органических и растворенных соединений, равновесных со средой, которые трансформируются в результате эволюции системы вода — порода в условиях строго определённого водообмена и включением биологических процессов».

Номер	Реакция	Логарифм константы реакции lg K <sub>p</sub> [2]	Уравнение квотанта реакции
1	$\mathrm{Al_2Si_2O_5(OH)_4} + 5\mathrm{H_2O} = 2\mathrm{Al(OH)_3} + 2\mathrm{H_4SiO_4^0}$ Каолинит — гиббсит	-8,44	$\left[\mathrm{H_4SiO_4^0} ight]^2$
2	$\begin{array}{l} 6{{ m Ca}_{0,17}}{ m Al}_{2,33}{{ m Si}_{3,67}}{{ m O}_{10}}{ m (OH)}_2+2{ m H}^++23{ m H}_2{ m O}=\\ =7{ m Al}_2{{ m Si}_2}{{ m O}_5}{ m (OH)}_4+8{ m H}_4{ m Si}{ m O}_4^0+{ m Ca}^{2+}\\ { m Ca}$ -монтмориллонит $ ightarrow$ каолинит	-18,35	$\frac{\left[\text{Ca}^{2+}\right]\cdot\left[\text{H}_4\text{SiO}_4^0\right]^8}{\left[\text{H}^+\right]^2}$
3	$6Mg_{0,17}Al_{2,33}Si_{3,67}O_{10}(OH)_2 + 2H^+ + 23H_2O =$ = 7Al_2Si_2O_5(OH)_4 + 8H_4SiO_4^0 + Mg^{2+} Mg-монтмориллонит $\rightarrow$ каолинит	-18,3	$\frac{\left[\mathrm{Mg}^{2+}\right]\cdot\left[\mathrm{H}_{4}\mathrm{SiO}_{4}^{0}\right]^{8}}{\left[\mathrm{H}^{+}\right]^{2}}$
4	$\begin{array}{l} 3K_{0,33}Al_{2,33}Si_{3,67}O_{10}(OH)_2+H^++11,5H_2O=\ =3,5Al_2Si_2O_5(OH)_4+4H_4SiO_40+K^+\ K$ -монтмориллонит $ ightarrow$ каолинит	-8,9	$\frac{\left[\mathrm{K}^{+}\right]\cdot\left[\mathrm{H}_{4}\mathrm{SiO}_{4}^{0}\right]^{4}}{\left[\mathrm{H}^{+}\right]}$
5	$3Na_{0,33}Al_{2,33}Si_{3,67}O_{10}(OH)_2 + H^+ + 11,5H_2O =$ = 3,5Al_2Si_2O_5(OH)_4 + 4H_4SiO_4^0 + Na^+ Na-монтмориллонит $\rightarrow$ каолинит	-8,4	$\frac{\left[\mathrm{Na}^{+}\right]\cdot\left[\mathrm{H}_{4}\mathrm{SiO}_{4}^{0}\right]^{4}}{\left[\mathrm{H}^{+}\right]}$
6	$egin{array}{llllllllllllllllllllllllllllllllllll$	12,35	$\frac{\left[Ca^{2+}\right]}{\left[\mathrm{H}^{+}\right]^{2}}$
7	${f CaCO_3=Ca^{2+}+CO_3^{2-}}\ {f Kaльциt}$	-8,34	$\left[\mathrm{Ca}^{2+}\right]\cdot\left[\mathrm{CO}_3^{2-}\right]$
8	${f CaMg(CO_3)_2=Ca^{2+}+Mg^{2+}+2CO_3^{2-}}$ Доломит	-17,09	$\left[\text{Ca}^{2+}\right]\cdot\left[\text{Mg}^{2+}\right]\cdot\left[\text{CO}_3^{2-}\right]^2$
9	$\mathrm{MgCO}_3 = \mathrm{Mg}^{2+} + \mathrm{CO}_3^{2-}$ Магнезит	-7,46	$\left[\mathrm{Mg}^{2+} ight]\cdot\left[\mathrm{CO}_{3}^{2-} ight]$
10	$\mathrm{CaSO}_4 = \mathrm{Ca}^{2+} + \mathrm{SO}_4^{2-}$ Ангидрит	-4,36	$\left[\mathrm{Ca}^{2+}\right]\cdot\left[\mathrm{SO}_{4}^{2-}\right]$

**Таблица 1.** Уравнения взаимодействия вод с алюмосиликатными, карбонатными и сульфатными минералами и их основные термодинамические параметры

В качестве примера в докладе рассматривается феномен проявления аномальных изменений химического состава подземной воды, изливающейся из скважины Морозная 1, в период, предшествующий возникновению Камчатского землетрясения 2 марта 1992 г., M = 6,8. Описание изменений химического состава воды в 1989–1992 гг. приводится в работах [3–4].

В работе использованы данные гидрогеохимических наблюдений 1989–1992 гг. на скважине Морозная 1 из базы данных Камчатского филиала Геофизической службы РАН.

На примере скважины Морозная 1 впервые предпринимается попытка изучения геохимического процесса формирования состава подземной воды во времени и гидрогеохимического предвестника Камчатского землетрясения 2 марта 1992 г. на основе методов равновесной термодинамики и анализа элементарных химических реакций, проходящих в системе вода — порода. Принималось, что начальными продуктами таких реакций являются породообразующие минералы и вода, конечными продуктами вторичные минералы, а также ионы и нейтральные молекулы, которые перешли в жидкую фазу.

## Методика исследований и результаты

При исследовании насыщения подземной воды скважины Морозная 1 к породообразующим минералам использовались реакции, приведённые в табл. 1.

Степень насыщенности вод относительно вторичных минералов оценивалась с использованием индекса неравновесности или показателя A по [2]:  $A = \lg(K_p/Q)$ , где  $K_p$  — константы реакций, представленных в табл. 1; Q — квотант реакций или отношение фактического произведения активностей продуктов реакции к фактическому произведению активностей исходных веществ.

По мере насыщения вод относительно какого-либо минерала величина A уменьшается и стремится к нулю. При пересыщении вод значения A становятся отрицательными. Значение A = 0 характеризует равновесное состояние [2].

Способность компонентов водного раствора вступать в химическое взаимодействие, характеризуется активностью иона ( $a_{иона}$ ). Активность ионов вычислялась по формуле:  $a_i = [ион] = \gamma_i \cdot m_i$ , где  $\gamma_i$ коэффициент активности;  $m_i$  — молярность иона, г-моль/л.
Коэффициент активности  $\gamma_i$  рассчитывался по уравнению Дебая-Хюккеля для низкоминерализованных растворов [1]:  $-\lg \gamma_i = (Az_i^2 \sqrt{I})/(1+$  $+Ba_i \sqrt{I})$ , где A и B — характеристические константы растворителя, зависящие от температуры и диэлектрической проницаемости воды,  $a_i$  — среднее расстояние сближения ионов противоположного знака, зависящее от эффективного диаметра данного иона в растворе и определяемого экспериментально [1],  $z_i$  — заряд иона, I — ионная сила раствора  $I = 0.5 \sum (m_i z_i^2)$ .

Математические операции по изучению состояния равновесия подземной воды с породообразующими минералами во времени производились в программе MS Excel и выполнены Н. В. Гусевой из Национального исследовательского Томского политехнического университета.

На рис. 1 представлены диаграммы равновесия подземных вод скважины Морозная 1 с алюмосиликатными минералами (рис. 1a-r), кальцитом (рис.  $1\partial$ ) и ангидритом (рис. 1e) при температуре 25° С. Анализ этих диаграмм показывает, что взаимодействие рассматриваемых подземных вод с водовмещающими породами носит равновесно-неравновесный характер [5].

Расположение расчетных экспериментальных точек на рис. 1*а-г* показывает, что подземная вода находится в состоянии насыщения монтмориллонитами и иллитом. В то же время вода не насыщена такими минералами как анальцим, альбит, Mg-хлорит, анортит и мусковит. В целом можно сказать, что воды находятся на начальных стадиях развития системы вода-порода, что, по-видимому, определяется относительно малым временем их взаимодействия с горной породой.

Анализ диаграмм на рис. 1*д* показывает, что подземная вода находятся в состоянии насыщения карбонатом кальция большую часть времени в течение 1989–1992 гг. Однако в отдельные моменты система вода — кальцит находилась в близравновесном состоянии (величина индекса неравновесности *A* составляет от 0 до 0,6).

Вода скважины Морозная 1 также далека от насыщения ангидритом, о чём свидетельствует положение расчетных точек на рис. 1е.

Согласно классификации С. Л. Шварцева по равновесию природных вод с вторичными минералами, подземные воды скважины Морозная 1 относятся к кремнистому карбонатно-кальциевому геохимическому типу, равновесному с Са-монтмориллонитом и кальцитом [7].

Для изучения особенностей изменения индексов неравновесности вод с вторичными минералами выполнена статистическая обработка их значений (табл. 2-3) и построены графики изменения величин индексов неравновесности за период наблюдений 1989–1992 гг., включающего момент землетрясения 2 марта 1992 гг. (рис. 2).

В табл. 2 приведены данные об изменении значений индекса неравновесности вод к вторичным алюмосиликатным минералам на разных стадиях взаимодействия вод с горными породами. Отмечается изменение индекса неравновесности вод к Са-монтмориллониту от -4,25 до -2,35 (определяющая стадия взаимодействия в системе вода-порода). Вместе с тем, в течение всего периода наблюдения подземная вода остаётся насыщенной Са-монтмориллонитом.

Насыщенность вод к каолиниту изменяется менее значительно, величина A находится в диапазоне от -1,29 до -1,16. При этом отмечается увеличение неравновесности вод к Na-монтмориллониту и K-монтмориллониту.

Согласно данным табл. 3, за период наблюдения происходило изменение степени насыщенности подземной воды к кальциту, индекс неравновесности изменялся от -0.44 до 0,53. При этом неравновесность вод к ангидриту в течение всего времени оставалась достаточно стабильной.

График изменения индекса неравновесности вод к каолиниту, представленный на рис. 2*a*, свидетельствует о наличии тенденции к снижению его величины, а, следовательно, увеличению насыщенности вод каолинитом с января 1989 по апрель 1991 гг. За десять месяцев до землетрясения отмечается резкое увеличение индекса, значение которого поддерживается на высоком уровне с небольшими колебаниями вплоть до момента землетрясения. После события наблюдается вновь тенденция к снижению индекса *A*.

С начала наблюдений не наблюдалось какой-либо тенденции в изменении величины индекса неравновесности воды к Са-монтмориллониту и Na-монтмориллониту, отмечаются лишь отдельные «всплески» увеличения величины A, соответствующие эпизодическому уменьшению насыщенности вод указанными минералами. Однако следует отметить, что за десять месяцев до землетрясения характер изменения индексов A с «пилообразного» сменяется на «волнообразный» при общей тенденции увеличения его значений. За несколько дней до землетрясения отмечается снижение величины индекса неравновесности вод к Са-монтмориллониту и Na-монтмориллониту.

Величина индекса неравновесности вод к кальциту на протяжении всего рассматриваемого времени наблюдений свидетельствует об близравновесном состоянии в системы вода — кальцит. Следует отметить резкое снижение величины индекса неравновесности непосредственно предшествующее землетрясению.

Особенно ярко процесс подготовки землетрясения проявился в изменениях величины индекса неравновесности подземной воды к ангидриту. В течение большей части времени, предшествующего землетрясению, величина индекса неравновесности колебалась в диапазоне от 2,07 до 2,19. За месяц до события произошло резкое снижение величины A



**Рис. 1.** Диаграммы равновесия подземной воды скважины Морозная 1 с алюмосиликатными минералами: гиббсит – каолинит – Na-монтмориллонит – альбит – анальцим (*a*), гиббсит – каолинит – Mg-монтмориллонит – Mg-хлорит (б); гиббсит – каолинит – Са-монтмориллонит – анортит (*в*); гиббсит – каолинит – К-монтмориллонит – иллит – мусковит (*г*); с кальцитом (*д*) и ангидритом (*е*) при температуре 25° С.



**Рис. 2.** Изменение индексов неравновесности подземной воды скважины Морозная 1 к каолиниту (а), Са-монтмориллониту (б), К-монтмориллониту (в), Na-монтмориллониту (г), кальциту (д) и ангидриту (е) в 1989–1992 гг. Черными линиями показано осреднение расчетных значений индексов неравновесности в скользящем окне 31 сутки с шагом 1 сутки. Вертикальная стрелка — землетрясение 2 марта 1992 г., M = 6.8.

Статистические	Индекс неравновесности воды к					
параметры	каолиниту	Са-монтмориллониту	Na-монтмориллониту	К-монтмориллониту		
Среднее	-1,23	-3,91	0,21	1,73		
Стандартная ошибка	0,001	0,006	0,003	0,004		
Медиана	-1,24	-3,92	0,20	1,73		
Мода	-1,24	-3,69	0,31	1,78		
Стандартное отклонение	0,02	0,14	0,08	0,10		
Дисперсия выборки	0,0005	0,02	0,006	0,009		
Эксцесс	-0,49	-0,20	0,24	0,60		
Асимметричность	-0,13	0,27	0,51	0,21		
Интервал изменения	0,13	0,73	0,46	0,66		
Минимум	-1,29	-4,25	0,04	1,44		
Максимум	-1,16	-2,35	0,98	2,49		
Число проб	487	465	471	484		

**Таблица 2.** Параметры распределения индексов неравновесности воды скважины Морозная 1 к вторичным алюмосиликатным минералам за период наблюдений 1989-1992 гг.

Таблица 3. Статистические параметры распределения индексов неравновесности воды скважины Морозная 1 к кальциту и ангидриту за период наблюдений 1989-1992 гг.

Статистические	Индекс неравновесности воды к			
параметры	кальциту	ангидриту		
Среднее	-0,19	2,07		
Стандартная ошибка	0,003	0,004		
Медиана	-0,19	2,09		
Мода	-0,24	2,09		
Стандартное отклонение	0,07	0,07		
Дисперсия выборки	0,005	0,005		
Эксцесс	-0,06	0,72		
Асимметричность	-0,05	-1,47		
Интервал	0,45	0,26		
Минимум	-0,44	1,88		
Максимум	0,53	2,19		
Число проб	474	251		

до 1,9, а в момент землетрясения величина A стала минимальной и составила A = 1,83. Это указывает на значительные изменения в процессах взаимодействия в системе вода — порода в сторону увеличения насыщенности вод ангидритом на стадии подготовки и реализации сильного землетрясения. Вместе с тем, влияние процесса подготовки этого землетрясения и его реализация не сопровождались изменением стадии геохимического взаимодействия в системе вода — порода и переходом системы в состояние насыщения подземных вод ангидритом.

#### Выводы

1. Подземная вода скважины Морозная 1 находится на начальных стадиях развития системы вода — порода, что, по-видимому, определяется относительно малым временем её взаимодействия с водовмещающей породой. Взаимодействие рассматриваемой подземной воды с водовмещающими породами носит равновесно-неравновесный характер. Обнаруженное перед землетрясением увеличение минерализации и концентраций сульфат-иона, ионов кальция и натрия при уменьшении концентрации гидрокарбонат-иона в разгружающейся на поверхность подземной воде может быть связано с изменением геохимических процессов в системе вода — порода, предшествующих и сопутствующих активизации сейсмичности.

2. Термодинамические расчёты показали, что подземная вода скважины Морозная 1 находится на стадии равновесия к монтмориллонитам и кальциту и по геохимической классификации С. Л. Шварцева относится к кремнистому карбонатно-кальциевому геохимическому типу.

Подготовка сейсмической активизации в марте 1992 г. отразилась в процессах взаимодействия в системе подземная вода — водовмещающая порода и наиболее ярко проявилась в увеличении насыщенности воды ангидритом.

#### Список литературы

- 1. Гаррелс Р. М., Крайст Ч. Л. Растворы, минералы, равновесия. М.: Мир, 1968. 368 с.
- 2. Зверев В. П. Роль подземных вод в миграции химических элементов. М.: Недра, 1982. 182 с.
- Копылова Г.Н., Сугробов В. М., Хаткевич Ю.М. Особенности изменения режима источников и гидрогеологических скважин Петропавловского полигона (Камчатка) под влиянием землетрясений // Вулканология и сейсмология. 1994. № 2. С. 53–70.
- Копылова Г. Н., Болдина С. В. Аномальные изменения химического состава подземных вод в связи с Камчатским землетрясением 2 марта 1992 г. (*M<sub>W</sub>* = 6,9) // Геофизические исследования. 2012. Том. 13. № 1. С. 39–49.
- Шварцев С. Л. Гидрогеохимия зоны гипергенеза. М.: Недра, 1998. 366 с.
- Шварцев С. Л. Фундаментальные механизмы взаимодействия в системе вода — горная порода и её внутренняя геологическая эволюция // Литосфера. 2008. № 6. С. 3–24.
- Шварцев С. Л., Рыженко Б. Н., Алексеев В. А. и др. Геологическая эволюция и самоорганизация системы вода — порода. Том. 2. Система вода — порода в условиях зоны гипергенеза. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2007. 389 с.



УДК 550.344.43

М.В. Лемзиков

Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, г. Петропавловск-Камчатский e-mail: lemzikov@kscnet.ru

### Асейсмические области под активными вулканами Камчатки по данным детальных сейсмологических наблюдений в 1962–2012 годы

В работе исследуются «асейсмические» области под активными вулканами Камчатки. Использован региональный оперативный каталог землетрясений Камчатки и Командорских островов за 1962–2012 гг.. Применяется программное обеспечение для построения трёхмерных объёмных пространственных проекций очагов землетрясений Камчатки. В результате обнаружено, что под Северной группой вулканов локальный объём «асейсмической» области значительно больше, чем под Авачинско-Корякской группой вулканов.

#### Введение

Камчатки относится к тем регионам, где интенсивные геодинамические процессы и связанные с ним сейсмичность и вулканизм достигают наивысшего уровня. Здесь, находится область перехода от Азиатского континента к Тихому океану и сочленения Курило-Камчатской и Алеутской островных дуг. В этом районе происходит более трети землетрясений России, огромные цунами, находится 30 действующих вулканов, в том числе такие вулканы-гиганты, как вулканы Ключевской и Шивелуч. Вдоль Камчатки тянется пояс действующих вулканов, в число которых входят крупнейшие вулканы Азии. Сейсмичность Камчатки расположена в зоне Вадати-Заварицкого-Беньофа, которую, обычно называют сейсмофокальным слоем или фокальной зоной [1, 5].

Детальные сейсмологические наблюдения на Камчатке были начаты 1 ноября 1961 г. Тихоокеанской сейсмической экспедицией ИФЗ АН СССР совместно с Комплексной геолого-геофизической обсерваторией СО АН СССР под руководством начальника ТСЭ С. А. Федотова.

В настоящее время детальные сейсмологические наблюдения на Камчатке продолжаются уже более 50 лет. В результате получен полный банк сейсмологических данных, были определены координаты более чем 130 тысяч Камчатских землетрясений, основная масса которых произошла в сейсмофокальном слое Камчатки.

Первое исследование геометрии и строение сейсмофокального слоя Камчатки, используя региональный каталог землетрясений Камчатки за 1962–1964 гг., было выполнено в работе [1]. Детальное рассмотрение геометрии и строение фокальной зоны Камчатки по данным детальных сейсмологических наблюдений за 1962–1985 гг. было выполнено в [6]. Активные вулканические пояса Восточной Камчатки и Курильских островов вытянуты вдоль геоструктурной дуги радиуса 1884 км. Среднее квадратичное отклонение действующих вулканов от этой дуги составляет  $\pm 22$  км, таким образом, почти 70% действующих вулканов Камчатки и Курильских островов лежат в полосе шириной примерно, 43 км [10, 11, 12, 13].

Фокальный слой Камчатской сейсмоактивной зоны погружается в сторону Азиатского материка под углом  $48^{\circ} \pm 5^{\circ}$  к поверхности Земли и выходит на поверхность земли в северо-западном склоне глубоководного жёлоба на расстоянии 75–175 км юго-восточнее вулканической дуги [10, 11, 12, 13].

В отличие от упомянутых работ в данном исследовании используется региональный каталог землетрясений Камчатки за 1962–2012 гг. и применяется программное обеспечение для построения трёхмерных объёмных проекций очагов землетрясений сейсмофокального слоя и вулканов Камчатки.

#### Исходные данные

В работе используется региональный оперативный каталог землетрясений Камчатки и Командорских островов Камчатского Филиала Геофизической службы РАН (КФ ГС РАН) за период 1962–2012 гг<sup>1</sup>. Записи землетрясений выполнены региональной сетью станций КФ ГС РАН.

Основные параметры землетрясений в каталоге КФ ГС РАН включают: дата (год/месяц/день); время в очаге (UTC time часы:минуты:секунды); координаты гипоцентра: (Lat — географическая широта в градусах (северная)), (Lon — географическая долгота в градусах (восточная)); глубина очага H в км от уровня моря; энергетические оценки: (энергетический класс  $K_{S1,2}^{\Phi 68}$  по определению С. А. Федотова

<sup>&</sup>lt;sup>1</sup>www.emsd.ru

и локальную магнитуду  $M_l$ ). Категория каталога: f — окончательный; о — оперативный.

Региональный оперативный каталог на Интернет странице содержит информацию о параметрах землетрясений с 1962 г. с уровня  $K_{S1,2}^{\Phi 68} \ge 8,0 \ (M_l \ge 2,6).$ 

В среднем точность определения координат гипоцентров землетрясений составляет 10–15 км на удалении от сети сейсмических станций до 30 км, а точность определения глубин очага около 20 км на удалении — 50 км. На практике обеспечивается более высокая точность взаиморасположения очагов землетрясений за счёт постоянства сети наблюдений и методики обработки [6].

Координаты гипоцентров землетрясений и глубины очагов раньше определялись по программе, разработанной и внедренной А.А. Гусевым [6]. С 2010 г. определение координат гипоцентров землетрясений и глубины очага производится по программе Д.В. Дрознина [2].

# Методика построений проекций очагов землетрясений

Для построения трёхмерных объёмных пространственных проекций очагов землетрясений Камчатки использовалось современное программное обеспечение. Из регионального оперативного каталога программно выбирались землетрясения по координатам (широта и долгота гипоцентра), попадающие в определённый район квадрата. При этом были определены три квадратных района: 1) охватывающий сейсмофокальную зону и вулканический пояс Камчатки: 51° в. д. — 57° с. ш. 155° в. д. — 162° в. д.; 2) охватывающий северную часть фокальной зоны, северную группу вулканов и вулкан Кизимен: 54° с. ш. — 57° с. ш. 156° в. д. — 162° в. д.; 3) охватывающий юго - восточную часть сейсмофокальной зоны, южную и восточную группу вулканов: 50° с. ш. – 54° с. ш. 156° в. д. – 161° в. д. По каждому району были построены трёхмерные объёмные проекции очагов землетрясений и проекции вулканов Камчатки. Просматривая трёхмерные объёмные пространственные проекций очагов землетрясений можно исследовать особенности тектоники, сейсмичности и вулканизма Камчатки.

#### Результаты

В работе исследовались трёхмерные объёмные пространственные проекции очагов тектонических землетрясений Камчатки и Командорских островов за 1962–2012 г.ов и вулканов Камчатки.

В целом значительных изменений и особенностей в геометрии и строении фокальной зоны от предыдущих исследований [1, 5, 6, 7, 8, 10, 11, 12, 13] не наблюдается. Фокальный слой простирается на глубинах 0–50 км на 200 км вкрест Курило-Камчатской дуги, от океанского склона глубоководного жёлоба до вертикального «асейсмического» фронта под побережьем Камчатки. Глубже 50 км фокальная зона имеет вид относительно тонкого слоя толщиной 50–70 км, падающего под Азиатский континент под углом  $50^{\circ}$ . Слой с четкими границами протягивается до глубин порядка  $200 \,\mathrm{кm}$ ; максимальная толщина слоя  $50 \,\mathrm{km}$ , средняя —  $40 \,\mathrm{km}$ .

На рис. 1 представлены трёхмерные объёмные проекции очагов землетрясений района, охватывающего сейсмофокальную зону и вулканический пояс Камчатки. Сейсмичность в этом районе распределена неравномерно. Наблюдается чёткая полоса сгущение очагов поверхностных землетрясений, идущая вдоль восточного побережья Камчатки. Они фиксирует место выхода фокального слоя на поверхность Земли. По мере удаления на запад от места выхода фокального слоя на поверхность земли постепенно возрастает глубина очагов землетрясений. На севере сейсмоактивной зоны Камчатки полоса сгущения очагов поверхностных землетрясений круто поворачивает на восток, в район западного окончания Алеутской дуги. За пределами глубоководного жёлоба Камчатки очагов землетрясения почти незаметно. В наклонном фокальном слое можно выделить три яруса. Первый на глубинах до 50-70 км, второй располагается ниже первого на глубинах от 50 до 160 км, нижняя граница этого яруса на глубинах 140-180 км служит местом пересечения фокального слоя с корнями вулканов, в котором резко уменьшается плотность очагов землетрясений. В этом месте предполагается наличие «асейсмической» области [3, 9]. Проекции действующих вулканов находятся на тех глубинах, где число землетрясений в фокальном слое убывает быстрее всего.

На рис. 2 представлены трёхмерные объёмные пространственные проекции очагов района, охватывающего северную часть сейсмофокальной зоны, вулканы северной группы и вулкан Кизимен. Сейсмичность в этом районе распределена неравномерно. На севере сейсмофокального слоя Камчатки полоса сгущения очагов поверхностных землетрясений значительно меньше. К району северной группы вулканов относится зона активных вулканов северной группы (Шивелуч, Ключевской, Безымянный, Толбачик), а также прилегающий к ней с востока и запада сейсмоактивные зоны хребтов Кумроч и Срединного. Распределение землетрясений в районе хребта Кумроч, показывает, что «асейсмическая» область между коровыми землетрясениями и землетрясениями фокального слоя по мере удаления на восток постепенно выклинивается. Под Ключевской группой вулканов наблюдается наличие «асейсмической» области, там где корни вулканов пересекают фокальный слой [132]. Под Ключевской группой вулканов раннее отмечалось повышенное затухание объёмных сейсмических волн.

На рис. 3 представлены трёхмерные объёмные пространственные проекции очагов землетрясений района, охватывающего юго-восточную часть сейсмофокальной зоны, южную и восточную группу вулканов. На рисунках, видно что район Авачинско-Корякской группе вулканов, была в течение



Рис. 1. Трехмерная объёмная проекция очагов землетрясений района, охватывающего сейсмофокальную зону и вулканический пояс 1 — очаги землетрясений; 2 — действующие вулканы: shiv — Шивелуч, kly — Ключевской bzm — Безымянный, ptol — Плоский Толбачик, kiz — Кизимен, krm — Карымский, krn — Кроноцкий, avh — Авача, mtv – Мутновский, ksh – Кошелевский.

блюдений практически «асейсмичной» областью в ло- га — все эти полученные данные говорят о том, что кальном объёме  $\sim 30 \times 20\,{\rm km},$ захватывающем земную кору и фокальный слой. (см. рис. 3)

Не исключено, что существование «асейсмического» участка в фокальном слое под Авачинско-Корякской группой вулканов не случайно имеет единую природу с зоной аномального затухания сейсмических волн, трактуемой как область с пониженной вязкостью, внутри которой не происходит концентрации значительных напряжений. Возможно, область с пониженной вязкостью уходит на большие глубины, в фокальный слой, где обнаружить с помощью метода «просвечивания» вулканов невозможно [9].

Совпадение в пространстве поясов активных вулканов и землетрясений с глубиной очага 100-200 км, большая глубина зарождения магм, случаи корреляции во времени между извержениями вулканов

пятидесятилетних детальных сейсмологических на- и землетрясений с промежуточной глубиной очавулканизм и сейсмичность порождены единым глубинным процессом [3]. В «асейсмической» области верхней мантии под вулканами выделяются также области повышенной электропроводности [4].

> То, что землетрясения гораздо более редки на промежуточных глубинах (70-150 км) может объясняться проявлением жидкостных свойств среды с периодичностью в десятки - первые сотни лет. Пониженная вязкость вещества мантии может возникнуть за счёт включений расплава или аморфной фазы. Большая часть энергии мощных тектонических движений, происходящих на границе океан континент, идёт на этих уровнях на вязкое деформирование, а не на накопление упругих напряжений [9].

> Важно подчеркнуть, что «асейсмические» области сравнительно редки и наблюдается не под всеми





**Рис. 2.** Трёхмерная объёмная проекция очагов землетрясений района, охватывающего северную часть сейсмофокальной зоны, северную группу вулканов и вулкан Кизимен 1 — очаги землетрясений; 2 — действующие вулканы: shiv — Шивелуч, kly — Ключевской bzm — Безымянный, ptol — Плоский Толбачик, kiz — Кизимен.

вулканами Камчатки. Немногочисленные случаи обнаружения «асейсмичных» областей представляют интерес и требуют дальнейшего исследования.

#### Вывод

В работы было применено программное обеспечение для построения трёхмерных объёмных пространственных проекций очагов землетрясений Камчатки. Использован региональный каталог землетрясений Камчатки и Командорских островов за 50 лет4. детальных сейсмологических наблюдений. В результате обнаружено, что локальный объём «асейсмической» области под Северной группой вулканов группой значительно больше, чем под Авачинско-Корякской <sup>5</sup>. группой вулканов. Северная группа вулканов, является более активной по сравнению с Авачинско-Корякской группой вулканов.

#### Список литературы

 Гусев А.А., Шумилина Л.С. Геометрия сейсмоактивного объёма коры и верхней мантии в районе Камчатки и Командорских островов. Исследования по физике землетрясений. Москва: Наука, 1976. С. 194–200.

- Дрознин Д. В., Дрознина С. Я. Интерактивная программа обработки сейсмических сигналов DIMAS // Сейсмические приборы. Москва: ИФЗ РАН, 2010. Т. 46. № 3. С. 22–34.
- Иванов Б.В., Горельчик В.И. Тектоника, сейсмичность и вулканизм района Ключевской группы вулканов. Глубинное строение сейсмичность и современная деятельность Ключевской группы вулканов. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1976 С. 42–51.
  - Мороз Ю.Ф. О глубинном строении восточной Камчатки по данным магнитотеллурических зондирований // Вулканология и сейсмология. 1984. № 5. С. 85-89.
- Федотов С. А., Шумилина Л. С., Чернышева Г. В. Сейсмичность Камчатки и Командорских островов по данным детальных исследований // Вулканология и сейсмология. 1987. № 6. С. 29–60.
- Федотов С. А., Гусев А.А, Чернышева Г. В., и др., Сейсмофокальная зона Камчатки // Вулканология и сейсмология. 1985. № 4. С. 91–107.
- Федотов С. А., Токарев П.И., Годзиковская А.А., и др. Детальные данные о сейсмичности Камчатки и Командорских островов (1965–1968). Сейсмичность и сейсми-



**Рис. 3.** Трёхмерная объёмная проекция очагов землетрясений района, охватывающего юго-восточную часть сейсмофокальной зоны южную и восточную группу вулканов Камчатки 1 — очаги землетрясений; 2 — действующие вулканы: krm — Карымский, avh — Авача, mtv — Мутновский, ksh — Кошелевский.

ческий прогноз, свойства верхней мантии и их связь с вулканизмом на Камчатке. Новосибирск: Наука, 1974. С. 35–45.

- Федотов С.А., Токарев П. И; Кондратенко А.М., и др. Сейсмичность Камчатки в области сочленения Курило-Камчатской и Алеутской дуг в 1969–1972 гг. Вулканизм островных дуг. Москва: Наука, 1977. С. 7–13.
- Фарберов А.И. Магматические очаги, корни вулканов и геофизические поля. Геодинамика, магмаобразова- 13. ние и вулканизм. Петропавловск-Камчатский, 1974. С. 60–75.
- Токарев П. И. О глубинной фокальной поверхности и связи землетрясений с рельефом в Курило-Камчат-

ской зоне. Бюллетень Вулканологической Станции, 1957 № 27. С. 66-81.

- Токарев П.И. О связи вулканической и сейсмической активности в Курило-Камчатской зоне. Вулканизм Камчатки и Курильских островов. Труды Лаборатории Вулканостанции, 1958. № 17. С. 156–182.
- Токарев П.И. О фокальном слое, сейсмичности и вулканизме Курило — Камчатской зоны. Известия АН СССР. Серия Физика Земли, 1970. № 3. С. 15–30.
- Токарев П. И. Сейсмическая активность фокального слоя Камчатки и её связь с вулканизмом. Сейсмичность и сейсмический прогноз, свойства верхней мантии и их связь с вулканизмом на Камчатке. Новосибирск: Наука, 1974. С. 166–175.



УДК 550.344.43

В. К. Лемзиков, М. В. Лемзиков

Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, г. Петропавловск-Камчатский e-mail: lemzikov@kscnet.ru

# Спектральные особенности длиннопериодных вулканических сигналов вулкана вулкана Ключевской

Исследуются спектральные особенности длиннопериодных вулканических сигналов вулкана Ключевской и их зависимость от активности вулкана за календарный период 2000-2012 гг. Применено несколько методов исследования. Среди которых, во-первых, параметр, характеризующий отношение амплитуд спектра вулканического сигнала на частотах 2 Гц и 10 Гц. Во-вторых, параметр, характеризующий отношение амплитуд спектра вулканического сигнала на частоте 2 Гц вертикального и горизонтальных сейсмических каналов. И, в-третьих, параметр, характеризующий уровень вулканического сигнала на частоте 2 Гц. Третий параметр в спокойный период соответствует уровню микросейсм, а в вулканически-активный период дополнительно включает вулканическое дрожание, уровень которого может значительно превосходить уровень микросейсм. Вариации всех параметров по календарному времени совпадают с периодами вулканической активности вулкана Ключевской.

#### Введение

Вулканические сейсмические сигналы характеризуются большим разнообразием спектрального состава колебаний и форм. Длиннопериодные вулканические землетрясения и вулканическое дрожание по классификации в [5, 9, 10, 18] относятся к вулканическим сейсмическим сигналам выше первого типа. По схеме, предложенной в [16, 17] вулканические землетрясения делятся на две группы. В первую группу входят вулканические землетрясения, которые и по предыдущему делению составляют первый тип вулканических землетрясений, вторую — все остальные типы. Такое деление вулканических сейсмических сигналов дополнительно характеризуется спектральным составом колебаний. Первая группа, содержащая вулкано-тектонические (ВТ) землетрясения, представляет вулканические сигналы, связанные с реакцией сдвига (хрупкое разрушение) вулканических пород на усилия, вызванные движениями жидкого и/или газообразного магматического вещества в пределах вулканической постройки или под ней. Эти землетрясения содержат более высокочастотные колебания, по сравнению со всеми остальными вулканическими сигналами. Все остальные, включающие и вулканическое дрожание, характеризуются содержанием в основном длиннопериодных колебаний, поэтому объединяются как длиннопериодные (ДП).

Исследованию спектральных и спектрально-временных характеристик сейсмических сигналов посвящено много работ [1, 2, 3, 4, 7, 17, 19]. В этих работах, кроме всего прочего, отмечается, что перед сильным землетрясением изменяется частот-

ное содержание слабых местных землетрясений. В работах [12, 13, 14] предложен параметр, характеризующий изменение спектрального состава слабых землетрясений, и показано, что этот параметр изменяется перед сильным землетрясением. Спектральный состав вулканических землетрясений также изучался. В частности, в работе [6] показано, что спектральный состав вулканических сигналов изменяется в связи с изменением вулканической активности вулкана Ключевской.

В работе поставлена задача изучения несколько параметров, характеризующие спектральные особенности ДП вулканических землетрясений, включая вулканическое дрожание, и прослеживания их вариаций с изменением вулканической активности вулкана Ключевской.

#### Использованные данные

Обработаны записи ДП вулканических землетрясений, которые включают и вулканическое дрожание за календарный период 2000–2012 гг. Так же использованы участки сейсмических записей микросейсм и вулканического дрожания перед ДП вулканическими землетрясениями. Эти участки в фоновой период вулканической активности представляют записи микросейсм. Но в периоды вулканической активности, эти участки в той или иной мере представляют варианты вулканического дрожания. Записи выполнены радиотелеметрическими сейсмическими станциями Камчатского филиала Геофизической службы РАН (КФ ГС РАН), расположенными на склоне и вблизи вулкана (рис. 1).

Каждая станция имеет три компоненты записи скорости колебаний грунта (SHE, SHN, SHZ): две



Рис. 1. Карта-схема распределения слабых вулканических землетрясений 2-го и 3-го типов вулкана Ключевской. Треугольниками показаны радиотелеметрические сейсмические станции КФ ГС РАН: 1 – LGN, 2 – CIR, 3 – KRS, 4 – ZLN, 5 – KLY, 6 – КРТ, 7 – КМN. Многоугольником обозначена вершина вулкана Ключевской. На врезке показано географическое положение вулкана Ключевской.

горизонтальные (SHE, SHN) и одну вертикальную (SHZ). Четыре станции: LGN, CIR, KRS и ZLN расположены на склонах вулкана, а KMN, KPT и KLY – более отдаленно (см. рис. 1). Вулканические землетрясения и интервалы микросейсм исследовались в диапазоне частот 0,5-10,0 Гц. Сейсмические каналы радиотелеметрических сейсмических станций не позволяют эффективно использовать записи сейсмических сигналов в частотном диапазоне менее 0,2 Гц и выше 15 Гц в результате сильного ограничения амплитудно-частотной характеристики сейсмических каналов в области нижних и верхних частот. Однако в частотном диапазоне 0,5–15 Гц эти станции соответствуют требованиям поставленной в работе задачи. Записи землетрясений выполняются в цифровом виде с частотой дискретизации аналогового сигнала 128 с<sup>-1</sup>.

Амплитуды колебаний ДП вулканических землетрясений быстро затухает с расстоянием, что отражается на записях ближних (LGN, KRS, CIR, ZLN) и более удалённых (KLY, KMN, KPT) от вулкана станций. Кроме того, локальные особенности пунктов установки станций также влияют на записи землетрясений. Для демонстрации примеров ДП вулканических землетрясений и вулканического дрожания при различных уровнях активности вулкана приведён пример по станции LGN (рис. 2). На рис. 2*в* запись по существу представляет непрерывную серию ДП вулканических сигналов, которые в целом составляют вулканическое дрожание; на фоне последнего можно выделить или пропустить отдельные вулканические землетрясения.

ДП вулканические землетрясения за 2000–2012 гг. исследовались в узком диапазоне энергетических классов  $5,5 < K_{\rm S1,2}^{\Phi 68} < 6,3$ , где  $K_{\rm S1,2}^{\Phi 68}$  — шкала энергетических классов местных землетрясений С. А. Федотова [11]. События выбирались в диапазоне глубин очагов  $-5 \,\rm km < H < 2 \,\rm km$ . Ось координат, обозначающая глубину очага землетрясений, имеет направление положительного значения к центру Земли и стандартного положения нуля координат на уровне моря.

За изучаемый период вулканическая активность вулкана Ключевской постоянно изменялась и несколько раз определялась как умеренное извержение. Вулканическая активность вулкана Ключевской оценивалась по визуальным и сейсмологическим данным сотрудниками лаборатории исследований сейсмической и вулканической активности КФ ГС РАН. Данные об активизации вулкана Ключевской, связанные с вершинными извержениями взяты из работы [8, таблица 3, 2] и приведены в табл. 1.

#### Метод исследования

Вариации спектральных и спектрально-временных характеристик очагов землетрясений определены уже несколько десятилетий назад. Эти исследования выполнялись по записям землетрясений не только стандартных сейсмических станций, но и специально разработанных частотно-избирательных сейсмических станций (ЧИСС). Частотно-временные поля позволяют описать дискретный характер развития очагового процесса во время землетрясения [например, 3]. Среди прогностических признаков, предваряющих сильное землетрясение, имеется вариации спектрального состава колебаний, которое проявляется в форме записей сейсмических волн землетрясений. В работе [12] предложен параметр  $N_{
m cn} = A_{0,1}/A_{1,0}$  равный отношению спектральной амплитуды на частоте f = 0,1 Гц к спектральной амплитуде на частоте f = 1,0 Гц. Как показано в работе [6] в частотном диапазоне энергия ДП вулканических землетрясений и вулканического дрожания вулкана Ключевской в основном содержится 1–2Гц. Поэтому в работе в качестве основных амплитуд, характеризующие энергию спектров этих землетрясений и вулканическое дрожание, выбрана частота 2 Гц. В соответствии со спектральным содержанием ДП вулканических землетрясений определялся коэффициент отношения амплитуд спектра на частотах 2 и 10 Гц, который аналогично с ранее отмеченным можно записать как  $N_{\rm cn} = A_2/A_{10}$ . Такие измерения выполнялись по спектрам S-волн ДП вулканических землетрясений.

Также определялся коэффициент отношения амплитуд спектра на частоте 2 Гц между вертикальной и горизонтальной составляющими одной сейсмической станции. Этот параметр в соответствии



**Рис. 2.** Примеры записей ДП вулканических землетрясений при различных уровнях вулканической активности вулкана Ключевской: а — одно землетрясение, б — два подряд, в — вулканическое дрожание (ДП вулканические сигналы) на фоне которого проявляются отдельные вулканические землетрясения. Отмечены вступления *P* и S-волн на верхних записях, а на нижней — 32-секундный интервал, используемый для спектрального анализа уровня микросейсм или вулканического дрожания.

Таблица 1. Периоды активизации вулкана Ключевской, связанные с его вершинными извержениями.

Периоды активизации	1	2	3	4	5
Даты начала	28 окт. 2002 г.	12 янв. 2005 г.	15 дек. 2006 г.	4 июн. 2008 г.	30 июл. 2009 г.
и конца	27 фев. 2004 г.	28 апр. 2005 г.	27 июл. 2007 г.	1 фев. 2009 г.	7 дек. 2010 г.

с аналогией с ранее введённым обозначением можно записать как  $N_{\rm ZH} = A_2^Z/A_2^H$ . Измерения также выполнялись по спектрам S-волн ДП вулканических землетрясений. Этот параметр ранее успешно применялся; например, в работе [20] этот параметр применён для оценки резонансов и уровнем возбуждаемых и естественных микросейсм.

Дополнительно выполнялись измерения амплитуды спектров микросейсм и вулканического дрожания на частоте 2 Гц. Для повышения состоятельности оценок измеряемых амплитуд на частоте 2 Гц, участки микросейсм по длительности равны 32 с. В активный период эти участки микросейсм превращались в участки вулканического дрожания, амплитуды которого увеличивались с повышением вулканической активности. Кроме того уровень вулканического дрожания зависит от расстояния от очага вулканического дрожания и соответственно зависят от географического расположения пунктов регистрации по отношению к вулкану Ключевской. Примеры выбора временного отрезка, длительностью 32 секунды на записях землетрясений показаны на рис. 2. Использовался метод случайной выборки участков микросейсм или вулканического дрожания. Конечно, эффективно использовать метод сплошной непрерывной оценки уровня амплитуд микросейсм, что возможно при цифровых записях сейсмического сигнала и компьютерной обработке. Однако при выборках не менее 20–30 штук в месяц метод случайной выборки не допускал пропусков характерных оценок амплитуд. Заметим, что в календарный период с 2000 г. по 2005 г. выполнялась более полная выборка ДП вулканических землетрясений и участков вулканического дрожания, чем в последующие годы. Однако и по меньшим по объёму выборкам ставилась задача получения состоятельных значений соответствующих параметров.

Перед проведением спектрального анализа выбранный временной отрезок записи землетрясения корректировался стандартными процедурами: устра-



**Рис. 3.** Временной ход параметра *N*<sub>сп</sub> для станции LGN. По оси абсцисс обозначено календарное время в годах и числа обозначают год, начиная с 2000 г.

нением временного тренда, выравниванием нулевой линии и сглаживанием концов отрезка косинусным окном. Полученный спектр корректировался дополнительно с учётом амплитудно-частотной характеристики сейсмического канала станции в полосе частот 0,2–15 Гц.. Экспериментальные спектры участков S-волн вулканических землетрясений и вулканического дрожания для уменьшения ошибок измерения амплитуд сглаживались кубическим сплайном в диапазоне частот 0,5–18 Гц и сглаженный спектр определялся в точках 1, 2, 3, 4, 6, 8, 10, 12 Гц.

#### Результаты

Графики временного хода параметра  $N_{\rm cn}$  для станции LGN для вертикального и горизонтальных сейсмических каналов приведены на рис. 3. На временных графиках отмечены периоды, которые в табл. 1 отмечаются календарными периодами увеличения вулканической активности вулкана Ключевской и связаны с его вершинными извержениями. Обозначим периоды увеличения активности вулкана Ключевской по годам, которые определяют их начало, как: 2002, 2005, 2006, 2008 и 2009. По графикам временного хода параметра  $N_{\rm cn}$  можно сделать вывод, что его уровень повышался в отмеченные периоды вулканической активности вулкана Ключевской. Но сделать заключение о том, что этот уровень в отдельные периоды был больше или меньше нельзя, возможно, потому, что за календарный период 2000-2012 гг. активность вулкана Ключевской в периоды повышенной активности была примерно одинаковая и оценивалась как умеренная вулканическая активность. Результаты

по вертикальному и горизонтальным сейсмическим каналам практически идентичны. Поэтому дальнейшие результаты приведены по данным одного сейсмического канала — вертикального.

График временного хода параметра  $N_{\rm cn}$  для некоторых станций Ключевской группы вулканов приведены на рис. 4. Здесь также отмечены периоды, которые в табл. 1 отмечаются календарными периодами увеличения активности вулкана Ключевской и связаны с его вершинными извержениями. Как видно, что в эти периоды повышается уровень параметра N<sub>сп</sub> по данным всех станций. Можно отметить, что уровень вариаций параметра  $N_{cn}$  для станций LGN и CIR гораздо больше, чем для станции КРТ и тем более для станции КМN. Эти станции находятся на разных расстояниях от вулкана Ключевской (рис. 1), для которых соответственно уменьшается уровень амплитуд вулканического сейсмического сигнала за счёт поглощения и расхождения сейсмических волн. Примечательно, что соответственно уменьшается по модулю уровень параметра N<sub>сп</sub>. Уточним дополнительно, что параметра N<sub>сп</sub> обозначает отношение спектров S-волн ДП вулканических землетрясений на частотах 2 и 10 Гц. Следовательно, модуль этого отношения уменьшается в точках регистрации более удалённых от очагов этих землетрясений. Также можно сделать вывод, что по приведённым данным нельзя оценить уровень вулканической активности вулкана Ключевской. Возможно потому что за календарный период 2000-2012 гг. активность вулкана в периоды повышенной активности: 2003, 2005, 2007, 2008 и 2009 была примерно одинаковая и оценивалась как умеренная вулканическая активность. Полученные оцен-



**Рис. 4.** Временной ход параметра  $N_{cn}$  для некоторых станций Ключевской группы вулканов. По оси абсцисс обозначено календарное время в годах и числа обозначают год, начиная с 2000 г.

ки параметра  $N_{\rm cn}$  подтверждают вывод о том, что в период повышения вулканической активности вулкана Ключевской повышается по модулю и уровень параметра этого параметра.

Результаты по параметру  $N_{\rm ZH} = A_2^Z / A_2^H$ , который характеризует разность амплитуд спектров на разных сейсмических каналах, приведены (рис. 5). Графики временного хода этого параметра аналогичны графикам временного хода параметра  $N_{\rm cn}$ , показанного на рис. 4. Так же отмечается увеличение уровня этого параметра в периоды повышенной вулканической активности вулкана Ключевской в соответствии с таблицей 1. Так же отмечается, что амплитуды спектров на вертикальном сейсмическом канале были равны или больше соответствующих значений амплитуд на горизонтальных каналах.

Наконец покажем результаты по исследованию уровня микросейсм и вулканического дрожания. На рис. 6 показаны графики временного хода амплитуд микросейсм и вулканического дрожания по данным некоторых станций Ключевской группы вулканов. Как и ожидалось ранее, уровень амплитуд вулканического дрожания в периоды повышенной активности вулкана Ключевской растёт. Также отмечается, что на станциях, которые расположены на склонах вулкана Ключевской, амплитуды вулканического дрожания выше, чем на более удалённых станциях. Эти два фактора отмечались и ранее. К тому же всегда отмечалось, что повышение уровня вулканического дрожания является прогностическим фактором подготовки существенного изменения в фазе вулканической активности конкретного вулкана. По приведённым результатам это не отмечается. Возможно потому, что надо производить не выборочное, а непрерывное измерение амплитуд вулканического дрожания.

Фазы повышенной ДП вулканической сейсмичности наблюдались ещё в 2000–2001 гг. Этот период не входит в табл. 1, так как в это время не наблюдалась активизация вулкана Ключевской, связанная с вершинным извержением. Однако активизация ДП вулканической сейсмичности отмечается по всем графикам временного хода изученных параметров.

Уровни вариаций всех изученных параметров в периоды повышенной ДП вулканической сейсмичности статистически значимы. При уровне значи-



**Рис. 5.** Временной ход параметра *N*<sub>ZH</sub> для некоторых станций Ключевской группы вулканов. По оси абсцисс обозначено календарное время в годах и числа обозначают год, начиная с 2000 г.

мости 0,1 наблюдённые значения  $Z_{\text{набл.}}$  по модулю во всех случаях значительно больше значения  $Z_{\text{кр.}} = 2,58$ . т. е. нулевая гипотеза о том, что средние значения параметров в фоновый период равна такому же значению в период повышенной активности вулкана Ключевской отвергается. Эти средние не равны.

#### Заключение

Таким образом, исследование параметров, характеризующие спектральные особенности ДП вулканических землетрясений, включая вулканическое дрожание, показало, что вариаций их связаны с изменением вулканической активности вулкана Ключевской. Непрерывное измерение приведённых параметров позволит использовать их в качестве прогностических признаков в изменениях хода вулканической активности действующих вулканов.

#### Список литературы

1. Болдырев С.А. Сейсмологические неоднородности активных окраин океана и их возможный тектони-

ческий эффект // Строение сейсмофокальных зон. М.: Наука, 1987. С. 189 -198.

- Запольский К.К. Частотно-временные поля и динамические характеристики очаговых функций сильных землетрясений // Докл. АН СССР. 1973. Том. 210, № 6. С. 1338 — 1341.
- Запольский К.К., Жбрыкунова Н.А., Жбрыкунов В.Я., и др., Спектральный состав Р — волн сильных землетрясений (по данным станции «Обнинск») // Землетрясения в СССР в 1969 г. М.: Наука, 1973. С. 220–227.
- Запольский К.К., Нерсесов И.Л., Раутиан Т.Г., и др., Физические основы магнитудной классификации землетрясений: В 2 т. М., 1974. Т. І. С. 79–129.
- Горельчик В.И., Зобин В. М., Токарев П.И. Сейсмичность вулканов // Вулканология и сейсмология. 1987. № 6. С. 16–77.
- Лемзиков В. К., Ящук В. В., Лемзиков М. В., и др., Спектральные особенности длиннопериодных вулканических сигналов вулкана Ключевской // Вулканология и сейсмология. 2011. № 1. С. 45–54.
- Моги К. Предсказание землетрясений. М.: Мир, 1988. С. 77–146.



Рис. 6. Временной ход уровня амплитуд вулканического дрожания для некоторых станций Ключевской группы вулканов. По оси абсцисс обозначено календарное время в годах и числа обозначают год, начиная с 2000 г.

- 8. Сенюков С.Л. Прогноз извержений вулканов Ключевского и Безымянного на Камчатке. LAP LAMBERT Academic Publishing. 2013. 144 c.
- 9. Токарев П.И. Извержения и сейсмический режим вулканов Ключевской группы. М.: Наука, 1967. 118 с.
- 10. Токарев П.И. Вулканические землетрясения Камчатки. М.: Наука, 1981. 164 с.
- 11. Федотов С.А. Энергетическая классификация Кури- 17. Ishida M., Kanamori H. Temporal variation of seismicity ло-Камчатский землетрясений и проблема магнитуд М.:Наука, 1972. 116 с.
- 12. Чепкунас Л.С., Рогожин Е.А., Рыжикова М.И., и др., Мониторинг спектральных параметров продольных волн сильнейших землетрясений 2011 г. В Японии, о.Хонсю // Сейсмические приборы. 2012. Том. 48, № 1. 19. Utsu T. Spatial and temporal distribution of low-frequ-C.41-52.
- 13. Чепкунас Л.С., Рогожин Е.А. Спектральные параметры форшоков сильнейших землетрясений Курило-Камчатской дуги как прогностический признак времени главного толчка // Докл. РАН. 2002. Том. 387, № 1. C. 108-110.
- 14. Чепкунас Л.С., Рогожин Е.А., Беникова В.И. Использование спектральных характеристик форшоков сильнейших землетрясений на Курило-Камчатской

дуге для прогноза времени главного толчка // Russian Journal of Earth Sciences. 2001. Vol. 3, N 3.<sup>1</sup>

- 15. Chouet B. A seismic model for the source of long-period events and harmonic tremor // Volcanic seismology. 1992. Vol. 87. P. 133-156.
- Chouet B. Long-period volcano seismicity: its source 16. and use in eruption forecasting // Nature. 1996. Vol. 380. P. 309-316.
- and spectrum of small earthquake // Bull. Seismol. Soc. Amer. 1980. Vol. 70. P. 509-527.
- Minakami T. Fundamental research for prediction of 18. the volcanic eruptions // Bull. Earthquake Res. 1960. Vol. 38. P. 497-544.
- ency earthquake in Japan // Phys. Earth. 1980. Vol. 28. P. 361-384.
- 20 Yuncha Z.A., Luzon F., Posadas A., et al., The Use of Ambient Seismic Noise Measurements for the Estimation of Surface Soil Effects: The Motril City Case (Southern Spain) // Pure appl. Geophys. 2004. T. 161. P. 1549-1559. doi 10,1007/sov024-004-2520-7.

<sup>&</sup>lt;sup>1</sup>http://elpub.wdcd.ru/journals/rjes/v03/tje01064/tj01064.htm



УДК 550.837

Ю. Ф. Мороз<sup>1</sup>, Т. А. Мороз<sup>1</sup>, С. Э. Смирнов<sup>3</sup>

<sup>1</sup> Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, г. Петропавловск-Камчатский e-mail: morozyf@kscnet.ru

<sup>2</sup> Геологический институт СО РАН, Улан-Удэ

<sup>3</sup> Институт космических исследований и распространения радиоволн ДВО РАН, с. Паратунка Камчатского края

### Аномальное поведение фазы импеданса в связи с сильными землетрясениями на Камчатке

Рассмотрены данные многолетнего мониторинга низкочастотного магнитотеллурического импеданса в трёх пунктах на побережье Авачинского залива. Основное внимание уделено поведению фазы импеданса, в меньшей мере зависимой от локальных геоэлектрических неоднородностей и характеризующей изменение глубинной электропроводности. Интерпретация данных мониторинга выполнена с привлечением магнитотеллурических зондирований. На всех пунктах за последние 12 лет только в 2009 г. установлено увеличение стандартного отклонения фазы главного импеданса на периодах 500 и 1000 с в несколько раз. С увеличением периода вариаций дисперсия фазы импеданса становится близкой к фону. Обсуждается возможная природа выявленного аномального эффекта. Аномальное поведение фазы импеданса связывается с усилением сейсмичности в зонах поперечного глубинного разлома и сейсмофокального слоя. Предполагается, что активизация глубинных процессов в связи с сейсмичностью привела к неустойчивости во времени электропроводности литосферы, что проявилось увеличенной дисперсией фазы импеданса. Также не исключается, что активизация сейсмичности могла повлиять на литосферно-ионосферные связи, которые привели к неустойчивому определению импеданса.

#### Методика наблюдений

На побережье Авачинского залива в пп. Шипунский, Тундровый и Верхняя Паратунка осуществляется многолетний мониторинг электромагнитного поля Земли с целью контроля за электропроводностью литосферы сейсмоактивной зоны. Сеть наблюдений включает пункты: Шипунский, Тундровый и Верхняя Паратунка (рис. 1). Расстояние между пунктами — от первых десятков до 150 км. Пункт Шипунский наиболее приближён к сейсмофокальной зоне. На всех пунктах приёмные каналы ориентированы по направлениям С-Ю и В-З, а также по направлениям осей геоэлектрической неоднородности среды (рис. 2.) Длина электрических диполей определяется входным импедансом и интенсивностью магнитотеллурического поля. Измерения составляющих электромагнитного поля Земли проводятся один раз в минуту. Регистрация данных и передача их в центр обработки в г. Петропавловск-Камчатский осуществляется с помощью радиотелеметрической системы измерений. Эксплуатация автоматизированных пунктов наблюдений и предварительная обработка данных осуществляется Камчатским филиалом Геофизической службы PAH.

#### Характеристика магнитотеллурического импеданса

сти литосферы лежит связь между горизонтальны- муле:

ми векторами электрического и магнитного полей в пункте наблюдения [1]:

$$\mathbf{E}_{\text{rop}} = [\mathbf{Z}] \mathbf{H}_{\text{rop}}, \quad \text{где} \quad [\mathbf{Z}] = \begin{pmatrix} \mathbf{Z}_{xx} & \mathbf{Z}_{xy} \\ \mathbf{Z}_{yx} & \mathbf{Z}_{yy} \end{pmatrix}$$
 (1)

или в развернутом виде:

$$E_x = Z_{xx}H_x + Z_{xy}H_y,$$
  

$$E_y = Z_{yx}H_x + Z_{yy}H_y,$$
(2)

где  $[\mathbf{Z}]$  – тензор импеданса,  $Z_{xx}, Z_{xy}, Z_{yx}, Z_{yy}$  – комплексные компоненты тензора импеданса, зависящие от частоты, распределения удельных электрических сопротивлений в Земле и ориентации координатных осей.

Важной характеристикой тензора импеданса являются его главные направления и главные значения. Они определяются по формуле [6]:

$$Z_p^{\pm} = \frac{Z_1}{2} \pm \sqrt{\frac{Z_1^2}{4} - Z_{2\phi}^2},\tag{3}$$

где

$$Z_1 = Z_{xy} - Z_{yx},$$
  

$$Z_{a\phi} = \sqrt{Z_{xx}Z_{yy} - Z_{xy}Z_{yx}}.$$
(4)

В основе получения данных об электропроводно- Главные направления тензора [Z] находятся по фор-



**Рис. 1.** Схема расположения пунктов наблюдений магнитотеллурического поля и эпицентров землетрясений. 1 – пункты наблюдений МТ-поля; 2 – эпицентры землетрясений. Под рисунком указаны сведения о землетрясениях.

$$\operatorname{tg} 2\theta^{\pm} = 2\operatorname{Re} \gamma^{\pm} / \left( 1 - \left| \gamma^{\pm} \right|^{2} \right), \tag{5}$$

где  $\gamma^{\pm} = (Z_{xy} - Z_p^{\pm}) / Z_{xx}; \theta^{\pm} -$ угол между главным направлением и осью X. Тензор импеданса характеризует комплексное сопротивление среды (активное, индуктивное, ёмкостное). Комплексные компоненты тензора импеданса можно представить в виде:

$$Z_{xy} = |Z_{xy}| e^{i\varphi_{xy}}; \quad Z_{yx} = |Z_{yx}| e^{i\varphi_{yx}}$$
 (6)

где  $\left|\mathbf{Z}_{xy}\right|, \left|\mathbf{Z}_{yx}\right|$  и  $\phi_{xy}, \phi_{yx}$  — модули и фазы импеданса.

Модули импеданса преобразуются в кажущиеся электрические сопротивления среды в виде:  $\rho_{\kappa}^{xy} = 0.2T |\mathbf{Z}_{xy}|^2$ ,  $\rho_{\kappa}^{yx} = 0.2T |\mathbf{Z}_{yx}|^2$ , где T — период вариаций.

Таким образом, по вариациям магнитотеллурического поля можно получить значения кажущегося сопротивления и фазы импеданса по различным направлениям в зависимости от периода вариаций. Следует отметить, что информация о фазе импеданса в значительной мере уточняет и дополняет



**Рис. 2.** Схема расположения измерительных линий электротеллурического поля в пп. Шипунский (*a*), Верхняя Паратунка (*б*), Тундровый (*в*). Цифрами обозначены номера линий. Масштаб приведён для измерительных линий.



Рис. 3. Семейства поперечных индивидуальных кривых МТЗ.

сведения по данным кажущегося электрического сопротивления. Рассмотрим это на примерах.

Известно, что электрическое поле обладает повышенной чувствительностью к геоэлектрическим ся неоднородностям среды по сравнению с магнитным Пр полем. Повышенная чувствительность связана с галь- но. ваническими эффектами, которые затрагивают амплитудные кривые, но не проявляются в фазовых при кривых. В качестве примера на рис. 3. из работы [3] приведены амплитудные кривые кажущегося в г

электрического сопротивления и фазовые кривые импеданса по одному из районов на Камчатке. На рисунке видно, что амплитудные кривые  $\rho_{\kappa}$  расходятся по уровню сопротивлений почти на 3 порядка. При этом фазовые кривые расходятся незначительно.

Данный эффект назван эффектом  $\rho$ . Вторым примером является рис. 4. Здесь приведены амплитудные кривые  $\rho_{\kappa}$  и фазовые кривые импеданса в пункте наблюдений Шипунский для линий MN



**Рис. 4.** Совмещенные кривые МТЗ в направлениях С-Ю и В-З в п.Шипунский 1,2,3 — кривые МТЗ для линий 1-3, 2-4, 5-6, соответственно; 4 — стандартная кривая.

различной длины и направления. Данный рисунок наглядно свидетельствует, что влияние локальных геоэлектрических неоднородностей, соизмеримых с длиной приёмных линий, проявляется в расхождении амплитудных кривых кажущегося сопротивления. Однако, оно не выражено в фазовых кривых импеданса, которые слились почти в один график.

Таким образом, мы приходим к важному выводу, который необходимо учитывать при анализе данных мониторинга магнитотеллурического импеданса. Если в поведении временного ряда кажущегося электрического сопротивления (импеданса) выражены вариации, но они не проявляются в фазе импеданса, следовательно, здесь действует эффект р, связанный с локальными геоэлектрическими неоднородностями. Если в поведении временного ряда фазы импеданса выражены аномальные изменения, то они свидетельствуют о глубинных изменениях электропроводности геологической среды.

# Электропроводность литосферы в пунктах наблюдений электромагнитного поля Земли

Обработка регистраций электромагнитного поля Земли сводится к выделению когерентных вариаций, составляющих магнитотеллурического поля  $E_x$ ,  $E_y$ ,  $H_x$  и  $H_y$  и определению компонент тензора импеданса. Для этого использована программа, алгоритм которой основан на известной робастной методике, разработанной Дж.Ларсеном [5]. Данная методика спектральной обработки разработана специально для вычисления переходных функций по электромагнитным полям, содержащим поля различного происхождения. Она позволяет не только определять переходные функции, но и эффективно подавлять влияние электромагнитных полей не магнитотеллурического происхождения (солнечно суточные и приливные гармоники, промышленные шумы и пр.).

Для интерпретации электромагнитного мониторинга необходимы сведения о структуре электропроводности геологических сред в пунктах наблюдений. Такая информация получена путём обработки полугодовых массивов магнитотеллурического поля. Результатами обработки являются тензоры импеданса, которые дают возможность судить о геоэлектрической неоднородности среды. Анализ показывает, что на всех пунктах диаграммы основного импеданса на периодах 100–3000 с имеют овальную



**Рис. 5.** Совмещенные кривые МТЗ по главным направлениям в п Верхняя Паратунка (*a*), Тундровый (б) и.Шипунский (*b*).! и 2 – кривые МТЗ по двум главным направлениям 3 – стандартная кривая.

форму, дополнительного импеданса — вид четырёх лепестковой розы. Это свидетельствует о квазидвумерности геоэлектрических разрезов на рассматриваемых периодах. Общее свойство полярных диаграмм основного импеданса выражено в ориентации их больших осей вкрест простирания береговой линии (береговой эффект).

Так, в п. Шипунский диаграммы ориентированы поперёк вытянутого в юго — восточном направлении п-ова Шипунский. В пп. Верхняя Паратунка и Тундровый большие оси диаграмм основного импеданса направлены вкрест простирания береговой черты Авачинского залива. Эта особенность в поведении полярных диаграмм основного импеданса была установлена ранее и подтверждена численным моделированием [4].

Сжатие полярных диаграмм основного импеданса характеризует степень геоэлектрической неоднородности среды. Так, соотношение большой и малой осей диаграмм на периоде 1000 с в п. Шипунский равно 7, в п. Верхняя Паратунка — 20, в п. Тундровый — 2,5. Эти величины свидетельствуют о сильных региональных геоэлектрических неоднородностях. Наряду с ними необходимо иметь в виду локальные геоэлектрические неоднородности, которые проявляются в виде эффекта р (шифт-эффект). Анализ показал, что данному эффекту подвержены

амплитудные кривые МТЗ на всех пунктах. Однако фазовые кривые импеданса свободны от действия шифт-эффекта.

Рассмотрим кривые МТЗ по главным направлениям в пп. Шипунский, Тундровый и Верхняя Паратунка. Кривые кажущегося сопротивления и фазы импеданса приведены на рис. 5. Амплитудные кривые показаны в сопоставлении со стандартной кривой кажущегося сопротивления. Характерно, что правые ветви кривых  $\rho_{\kappa}$  расположены выше по уровню сопротивлений относительно стандартной кривой. Это свидетельствует, что кривые  $\rho_{\kappa}$ подвержены влиянию региональных геоэлектрических неоднородностей. К ним можно отнести берег океана, глубинные разломы, дайки и другие крупные геоэлектрические неоднородности в земной коре и верхней мантии. Указанные неоднородности также выражены в поведении фазы. Следует отметить, что фазовые кривые на более высоких частотах отражают глубинные части разреза, чем амплитудные. Это хорошо видно на рис. 5, где на амплитудных кривых выражены только максимум и слабовыраженная нисходящая ветвь, а фазовые кривые уже представлены нисходящей ветвью, отражающей увеличение электропроводности с глубиной. Максимум амплитудных кривых связывается с высокоомной литосферой. Нисходящие ветви



**Рис. 6.** Временные ряды фазы главного импеданса на периодах 500, 1000 и 3000 с в п.п.Верхняя Паратунка (*a*), Тундровый (б) и Шипунский (*в*). На временной оси показаны моменты землетрясений (см рис. 1).

амплитудных и фазовых кривых, выходящих в минимум, обусловлены проводящей астеносферой.

## Результаты мониторинга магнитотеллурического импеданса

Для изучения изменений импеданса во времени важно выбрать период вариаций, на котором он вычисляется более устойчиво. Импедансы можно получить в диапазоне периодов, который определяется длиной временного интервала (массивом данных), используемого для обработки. От величины временного интервала зависит точность определения компонент тензора импеданса. Поэтому необходимо было выбрать оптимальные параметры для мониторинга импеданса. Расчёты выполнены для временных интервалов, равных 1, 3, 5 и 10 суток. Анализ показал, что минимальный временной интервал, на котором можно получить компоненты тензора импеданса с погрешностью в первые проценты, равен 5 суткам. На этом временном интервале импеданс определяется в диапазоне от первых минут до первых часов. Для мониторинга электропроводности литосферы приняты временные ряды на периодах 500, 1000 и 3000 с, на которых модули и фазы импеданса определяются более устойчиво. Длительность временных рядов составляет около 12-13 лет (рис. 6).

Рассмотрим временные ряды фазы импеданса в п. Верхняя Паратунка для линий 1-3, на которых перерывы по техническим причинам минимальны (рис. 6а). На протяжении 12 лет имеется разрыв в наблюдениях только во второй половине 2007 г. Стандартное отклонение фаз главного импеданса на периоде 500 с на 12 летнем временном интервале, за исключением 2009 г., составляет 4-7 град. На периодах 1000 с и 3000 с оно не превышает 7 град. Такое отклонение можно объяснить точностью определения фазы и геологическим шумом, связанным с изменчивостью электропроводности геологической среды во времени. Характерно, что в 2009 г. стандартное отклонение фазы главного импеданса возрастает. На периодах 500, 1000 и 3000 с оно составляет 33, 22 и 8 град., соответственно. Из этих данных видно, что с увеличением периода дисперсия фазы уменьшается.

Аналогичная ситуация во временных рядах импеданса в пп. Тундровый и Шипунский. Обратимся к данным в п. Тундровый (рис. 6б.) Здесь более представительны временные ряды фазы главного импеданса для линий 4 и 6. Из-за технических проблем имеются проблемы в 2004, 2005 гг. По сравнению с п. Верхняя Паратунка стандартное отклонение значений фазы главного импеданса является повышенной и (за исключением 2009 г.) составляет 10-15 град. Это может быть связано с увеличен- от землетрясения зарегистрированы на расстоянии ным уровнем технического и геологического шума. Здесь также проявилась повышенная дисперсия фазы в 2009 г. Стандартное отклонение фазы на периодах 500 и 1000 с составляет 32 и 17 град.

Рассмотрим данные в п. Шипуннский (6в), где мы располагаем более качественными временными рядами фазы импеданса для линий 6 и 5, хотя они имеют ряд пропусков по техническим причинам. Стандартное отклонение фазы главного импеданса во временных рядах (за исключением 2009 г.) не более 15-20 град. на периоде 500 с и до 10-15 град. на периоде 1000 с. В 2009 г. имеются пропуски значений фазы импеданса в течение нескольких месяцев. По данным в начале и конце 2009 г. дисперсия на периодах 500 и 1000 с возрастает до 40 25 градусов.

#### Обсуждение результатов

Таким образом, полученные результаты свидетельствуют, что аномальное увеличение дисперсии значений фазы главных импедансов в 2009 г. выражено на всех пунктах наблюдений электромагнитного поля Земли, расположенных на расстоянии до 150 км. Следовательно, выявленный эффект имеет региональный характер. Возникает вопрос о возможной его природе. Рассмотрим подробнее данное явление. Обратимся к кривым магнитотеллурического зондирования в пунктах наблюдений, которые дают информацию о распределении электропроводности в литосфере.

На кривых МТЗ, приведённых на рис. 5., видно, что вариации с T = 500 приурочены к восходящей ветви амплитудных кривых, связанных с литосферным слоем повышенного удельного электрического сопротивления. На фазовых кривых вариации данного периода относятся к началу нисходящей ветви, обусловленной астеносферным слоем повышенной электропроводности. Вариации с периодом 3000 с приурочены к максимуму амплитудной кривой и почти к минимуму фазовой кривой, связанному с глубинным проводящим слоем. Из этого анализа можно судить, что увеличенная дисперсия фаз импеданса характерна для высокоомных частей литосферы. В области проводящей астеносферы дисперсия становится близкой к среднему фону за многолетний период.

Попытаемся выявленный региональный эффект в аномальном увеличении дисперсии фаз импеданса объяснить процессами, связанными с сейсмичностью в районе Камчатского региона. Характерная особенность сейсмичности за последние 13 лет сильное глубокое землетрясение (24 ноября 2008 г., M = 7,7) в Охотском море. Эпицентр этого землетрясения приурочен к предполагаемой зоне поперечного глубинного разлома С-З простирания. На юго-востоке Камчатки разлом в верхних частях земной коры выражен в виде Петропавловск — Малкинской зоны поперечных дислокаций [2]. Предполагается, что глубинный разлом имеет продолжение под Охотским морем в сторону г. Магадан. Упругие волны

в десятки тысяч километров. Сотрясения от него заметно ощущались в г. Москва.

Рассмотрим в районе Камчатки землетрясения с M > 5,5 за период с конца 2008 г. до начала 2010 г. Эпицентры данных землетрясений показаны на рис. 1. Под номером 1 обозначен эпицентр упомянутого сильного глубокого землетрясения в Охотском море. В районе Авачинского залива произошло близкое землетрясение №2 с M = 5,5 и наименьшей глубиной гипоцентра. Эпицентр землетрясения расположен от пунктов наблюдений на расстоянии около 100 километров Он приурочены также к продолжению зоны поперечного глубинного разлома. Характерно, что глубокое сильнейшее землетрясение (№ 1) и ближайшее землетрясение (№ 2), приближённое к дневной поверхности, близки по времени проявления. Можно предположить, что глубокое сильнейшее землетрясение вызвало активизацию процессов в зоне глубинного разлома и это привило к возникновению близкого неглубокого землетрясения. В результате такой активизации возможно усиление геоэлектрической неоднородности литосферы. Геоэлектрическая среда в период сейсмической активизации является неустойчивой. Также неустойчивой становится связь между вариациями электротеллурического поля и вариациями геомагнитного поля, что привело к увеличенной дисперсии фаз главного импеданса. Наряду с этим нельзя исключить влияние сейсмичности на литосферно-ионосферные связи. Активизация сейсмичности в зоне глубинного разлома и в сейсмофокальной зоне, могла оказать влияние на литосферно-ионосферные связи. Это приведёт к возникновению магнитотеллурического поля, которое не аппроксимируется плоской волной. В таком случае нарушается связь между горизонтальными составляющими электрического и магнитного полей, что приведёт к увеличению дисперсии импеданса и его фазы.

#### Список литературы

- 1. Бердичевский М.Н., Дмитриев В.И. Модели и методы магнитотеллурики. Научный мир. 2009. С. 677.
- 2. Геология СССР. Том. 31. Камчатка, Курильские и Командорские острова. Геологическое описание. М.: Недра, 1964. 733 с.
- 3. Мороз Ю.Ф., Лагута Н.А., Мороз Т.А. Магнитотеллурическое зондирование Камчатки // Вулканология и сейсмология. 2008. №2. С. 83 — 93.
- 4. Мороз Ю. Ф., Мороз Т.А. Численное трёхмерное моделирование магнитотеллурического поля Камчатки // Физика Земли. 2011. № 2. С. 64–71.
- Larsen I. C., Mackie R. L., Manzella A., Fiodelisi A., 5. Rieven S. Robust smooth magnetotelluric transfer functions // Geophysical Journal International. 1996. Vol. 124. P. 801-819.



УДК 550.837

Ю. Ф. Мороз, О. М. Самойлова, Т. А. Мороз

Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, г. Петропавловск-Камчатский e-mail: morozyf@kscnet.ru

### Глубинное строение побережья северной Камчатки по геофизическим данным

Рассмотрены методика интерпретации и результаты магнитотеллурического зондирования в комплексе с данными магнитометрии, гравиметрии и другой геолого-геофизической информации. Важное внимание уделяется учёту влияния шифт — эффекта и трехмерного берегового эффекта, изученного в пробных моделях с помощью численного моделирования магнитотеллурического поля. В качестве основных для интерпретации приняты продольные кривые, в меньшей мере подверженные искажениям в низкочастотной области. Поперечные кривые использованы для уточнения электропроводности верхних частей разреза и выделения разломов. В результате инверсии продольных кривых МТЗ получен геоэлектрический разрез, характеризующий структуру электропроводности осадочно-вулканогенного чехла и подстилающего основания. Земная кора содержит проводящий слой, глубина залегания которого меняется от 30 до 15 км. Обсуждается возможная природа выявленных аномалий электропроводности в земной коре и возможная их связь с рудопроявлениями на дневной поверхности.

#### Введение

Район расположен за пределами Тихоокеанской зоны субдукции. Сведения о его глубинном строении представляют повышенный научный интерес. Предполагается, что глубинные геоэлектрические разрезы восточного побережья Северной и Южной Камчатки различны. Данная информация имеет значение для вопросов вулканологии и геодинамики. В последние годы вдоль восточного побережья Северной Камчатки предприятиями ООО «Камчатгеология» и ООО «Северо-Запад» выполнены наблюдения магнитотеллурического и магнитовариационного зондирований. Эти зондирования в комплексе с площадными электроразведочными исследованиями, выполненными ранее [7, 8], дают возможность уточнить строение осадочно-вулканогенного чехла и получить информацию об электропроводности глубинных частей земной коры.

# Краткая геолого-геофизическая характеристика района

Профиль МТЗ, МВЗ расположен в прибрежной зоне пролива Литке и залива Корф Берингова моря (рис. 1). Район изучен геологической съёмкой [4], мелкомасштабными гравиметровой и магнитной съёмками [11]. Здесь выполнены региональные площадные исследования комплексом методов теллурических токов (ТТ), магнитотеллурического зондирования (МТЗ) и вертикального электрического зондирования (ВЭЗ) [7, 8]. На Ильпинском п-ове проведены сейсморазведочные работы методом КМПВ. По данным региональных геофизических исследований получено представление о глубинном строении

северо-восточной части Корякско-Камчатской области [9].

Результаты выполненных исследований дают представление о геологическом строении исследуемой территории. В её пределах развиты, в основном, терригенные, вулканогенно — осадочные и вулканогенные образования третичного и четвертичного возраста. Более древние верхнемеловые породы развиты на юго-восточной оконечности Ильпинского полуострова. В тектоническом плане район исследований расположен в Ильпино-Литкенском прогибе, который является северным продолжением Центрально-Камчатского прогиба. Северо-западной границей прогиба является Камчатско-Корякский антиклинорий, представляющей собой крупную пологую антиклинальную структуру, по форме близкую к сводовому поднятию, в её пределах докайнозойские породы местами выделены отдельными блоками. На юго-востоке прогиб ограничен Восточно-Камчатским антиклинорием, который прослеживается на п-ове Озерном и п-ове Карагинском и имеет продолжение на севере на п-ове Тайгонос [4]. По сейсмологическим данным к юго-восточной границе прогиба приурочен Корякский сейсмический пояс, который образует границу плиты Берингии [6].

#### Методика работ и интерпретации данных

МТЗ и МВЗ выполнены по профилю с шагом 2-5 км. Регистрация магнитотеллурического поля осуществлялась в диапазоне периодов 0,0025 – 1000 с с помощью станций МТU-5А производства канадской фирмы «Phoenix Geophysics Ltd». Для региЮ.Ф. Мороз, О.М. Самойлова, Т.А. Мороз



**Рис. 1.** Схема средней напряженности теллурического поля и расположения профиля МТЗ. 1 — профиль МТЗ, показанный на вставке; 2 — пункты МТЗ, 3 изолинии средней напряженности теллурического поля.

страции электротеллурического поля использована пятиэлектродная крестообразная измерительная установка, заземлённая слабополяризующимися электродами. Длина электрических линий 80 м., азимут их 30° и 120°, горизонтальные магнитные

датчики укладывались в ямы глубиной около 30 см и сверху присыпались землёй. Вертикальные датчики зарывались в землю, а в условиях каменистой почвы устанавливались на треноге. Измерения МТ-поля осуществлялись несколькими станциями MTU-5, разнесёнными на необходимое расстояние. Для подавления промышленных помех использована методика синхронных измерений с использованием удалённой базовой станции. На участках профиля с низким уровнем промышленных помех в качестве базовой станции использовалась станция на одной из точек профиля. Обработка магнитотеллурических данных выполнена предприятием «Северо-Запад» с помощью специальных программ. В результате обработки получены тензоры импеданса и магнитного типпера в диапазоне периодов от 0,0025 до 1000 с и более. Точность определения модулей магнитотеллурических параметров составляет первые проценты, фаз импеданса – первые градусы.

Тензор импеданса даёт возможность оценить характер и степень геоэлектрической неоднородности среды. Анализ выполнен с помощью полярных диаграмм импеданса [2], параметра неоднородности [14] и параметра асимметрии [15]. Параметр неоднородности имеет значения первые десятые доли на коротких периодах. На длинных периодах указанный параметр возрастает, что связано с влиянием крупных структур. Параметр асимметрии [15] свидетельствует о том, что на длинных периодах вариаций геоэлектрические неоднородности в первом приближении можно аппроксимировать в качестве двумерных, что связано с вытянутостью прогиба в северо-восточном направлении. В основу интерпретации приняты кривые, полученные в главных направлениях. Они в большинстве случаев ориентированы по простиранию и вкрест простирания основных структурных зон. В дальнейшем эти кривые будем называть продольными и поперечными. Анализ амплитудных и фазовых кривых свидетельствует о существовании дисперсионных соотношений между ними. Это даёт возможность использовать их для совместной интерпретации.

Форма кривых МТЗ отвечает определенному типу геоэлектрического разреза. Следовательно, кривые МТЗ, близкие по своей форме, отражают сходный глубинный геоэлектрический разрез. Этот принцип положен в основу получения обобщенных глубинных геоэлектрических разрезов по профилю МТЗ. Организовав кривые МТЗ, близкие по своей форме в семейства, мы тем самым выделим на профиле районы с различным типом глубинного геоэлектрического разреза.

Первоначально на профиле таких районов было выделено 18. Каждый из них характеризуется своей формой продольных и поперечных кривых. Анализ показывает, что в большинстве случаев амплитудные кривые, сохраняя свою форму, сильно расходятся по уровню сопротивлений. В то же время



Рис. 2. Семейство амплитудных и фазовых кривых для первого района профиля МТЗ.

фазовые кривые расходятся между собой незначительно. Это хорошо видно на рис. 2, где в качестве примера приведено семейство амплитудных и фазовых кривых для одного из районов профиля (МТЗ 462–468). Амплитудные кривые расходятся по уровню сопротивлений в низкочастотной области почти на порядок, а фазовые кривые близки, что свидетельствует о влиянии эффекта r (статический сдвиг амплитудных кривых). Эффект связан с влиянием локальных геоэлектрических неоднородностей. Для его ослабления выполнено конформное осреднение амплитудных и фазовых продольных и поперечных кривых МТЗ.

Полученные из семейств средние продольные и поперечные амплитудные кривые кажущегося электрического сопротивления и фазовые кривые импеданса изображены на рис. 3. Районы, для которых получены указанные кривые показаны на рис. 4*a*. Следует отметить, что кривые в низкочастотной области не свободны от влияния структур приповерхностных частей земной коры. Поэтому, для изучения глубинной электропроводности предпринята ещё попытка организации полученных средних кривых в семейства близкие по своей форме. Таких семейств организовано восемь. Они соответствуют зонам на профиле, приведённым на рис. 4б. Для зон рассчитаны средние кривые из семейства кривых. Полученные средние продольные и поперечные амплитудные кривые кажущегося электрического сопротивления и фазовые кривые импеданса представлены на рис. 5. Кривые различаются по форме, что связано с геоэлектрической неоднородностью среды. Большинство кривых имеют в левой части минимум, отражающий наличие осадочно-вулканогенного чехла пониженного электрического сопротивления. В большей мере минимумы выражены во впадинах, выполненных преимущественно терригенными осадочными отложениями. Максимумы в средней части кривых МТЗ обусловлены слоем земной коры повышенного электрического сопротивления. Большинство кривых в правой части представлены минимумом или нисходящей ветвью, которые могут быть связаны как с глубинным проводящим слоем, так и с индукционным влиянием электрических токов, концентрирующихся в Беринговом и в Охотском морях. Поэтому, с помощью численного трёхмерного моделирования изучен береговой эффект в пробных моделях.

Результаты моделирования показали, что кривые МТЗ до периода 100 с практически не подвержены влиянию берегового эффекта. Однако в низкочастот-





209



**Рис. 4.** Схема расположения районов (*a*) и зон (б), для которых получены средние кривые МТЗ. 1 – пункты МТЗ; 2 – районы; 3 – зоны.

ной области продольные кривые могут дать только приближенную информацию о глубине залегания литосферного проводящего слоя с точностью в первые десятки процентов.

#### Геоэлектрический разрез земной коры по профилю МТЗ

В результате интерпретации кривых МТЗ составлен глубинный геоэлектрический разрез, представленный на рис. 6. Здесь приведены графики поля силы тяжести и магнитного поля. На геоэлектрическом разрезе показаны разломы по геолого-геофизическим данным, рудопроявления и выходы минерализованных вод [5]. В геоэлектрическом разрезе верхних частей земной коры выражены структуры Лесновско-Ватынского антиклинория и Ильпино-Литкенского прогиба, разделённые глубинным разломом, выделенным по геофизическим данным. Лесновско-Ватынский антиклинорий, судя по карте средней напряжённости теллурического поля, был пересечён профилем МТЗ дважды. Глубинный разлом выделен по полосе сильного градиента напряжённости теллурического поля и интенсивным аномалиям гравитационного и магнитного полей.

Лесновско-Ватынский антиклинорий характеризуется сложным строением. Структура верхних частей земной коры выражена в виде блоков с различной электропроводностью. Блоки ограничены тектоническими нарушениями, выделенными по геофизическим данным. Они находят отражение в геофизических полях. Блоки повышенного электрического сопротивления характеризуются повышенной интенсивностью гравитационного и магнитного полей, что свидетельствует о насыщенности разреза магматическими породами. Блоки с относительно повышенной электропроводностью отличаются сла-

бой интенсивностью магнитного поля и пониженной напряжённостью поля силы тяжести, что можно объяснить преобладанием в блоках терригенных толщ или повышенной пористостью вулканогенных слабомагнитных пород, насыщенных минерализованными водами.

Ильпино-Литкенский прогиб является северным продолжением Центрально-Камчатского прогиба. Границы его – Центрально-Камчатский и Восточно-Камчатский антиклинорий, последний из которых прослеживается на п-ове Озерном и о-ве Тайгонос [4]. Северо-западная граница прогиба, как мы уже отмечали, достаточно чётко обнаруживается по аномально-высоким градиентам напряжённости теллурического поля, связываемых с тектоническим осложнением. Значительная часть прогиба скрыта водами Берингова моря. Мощность кайнозойских отложений, слагающих северо-западный борт прогиба, меняется от 1,5 до 3 км при соответствующем изменении их среднего продольного электрического сопротивления от 10 до 250 Ом.м. В теллурическом и гравитационном полях прогиб выражен аномалиями пониженной интенсивности. В магнитном поле проявились положительные и отрицательные аномалии, свидетельствующие о наличии в разрезе вулканогенных образований. Наряду с этим отмечаются интенсивные возмущённые аномальные изменения магнитного, гравитационного и теллурического полей, отражающие наличие разломов.

Профилем МТЗ пересечены структуры прогиба, выявленные по опорному высокоомному геоэлектрическому горизонту, отождествляемому с докайнозойским комплексом пород. К ним относятся: Тымлатское поднятие, Анапкинская впадина, Ильпинское поднятие и Вывенская впадина.



Рис. 5. Средние продольные и поперечные кривые МТЗ по зонам профиля. 1 – поперечные, 2 – продольные.

щественно увеличенным удельным электрическим сопротивлением кайнозойской толщи, составляющим 60 – 70 Ом. В зоне глубинного разлома на границе Лесновско-Ватынского антиклинория удельное электрическое сопротивление понижается до 15-30 Ом.м. Повышенное электрическое сопротивление в районе поднятия, по-видимому, связано с присутствием в кайнозойской толще вулканогенных образований. На это указывает повышенная интенсивность отрицательного магнитного поля и повышенная напряжённость гравитационного поля, а также интрузии четвертичного и неогенового возрастов, закартированные геологической съёмкой на дневной поверхности. Повышенная электропроводность кайнозойской толщи в зоне глубинного разлома можно объяснить присутствием в разрезе терригенных пород или вулканогенных образований повышенной пористости, насыщенных минерализованными растворами. Толща повышенной электропроводности характеризуется аномалией пониженной напряжённости теллурического и гравитационного полей. Здесь магнитное поле выражено интенсивной аномалией отрицательного магнитного поля, что связывается

Тымлатское поднятие характеризуется преиму- с присутствием в разрезе вулканогенных пород ственно увеличенным удельным электрическим с повышенной магнитной восприимчивостью.

Анапкинская впадина характеризуется повышенной электропроводностью осадочно-вулканогенного чехла, в разрезе которого преобладают терригенные породы с удельным электрическим сопротивлением от первых единиц до первых десятков Ом.м. Мощность кайнозойской толщи во впадине меняются от 1,5 до 3км. В юго-западной части впадины выделяется разлом, вероятно, насыщенный магматическими породами. Разлом выявлен по эффекту расхождения кривых MTЗ. Он находит отражение в повышенной напряжённости теллурического, гравитационного и магнитного полей. Анапкинская впадина в северо-восточной части отличается спокойным поведением геофизических полей, что свидетельствует о слабой насыщенности разреза вулканогенными образованиями.

Ильпинское поднятие характеризуется повышенным удельным электрическим сопротивлением осадочно-вулканогенного чехла за счёт насыщенности разреза вулканогенными образованиями. В средней части поднятия выделяется приподнятый блок, ограниченный разломами. Он сложен толщей пород, включающих интрузивные и эффузивные магмати-



Рис. 6. Глубинный геоэлектрический разрез. 1 — изолинии удельного электрического сопротивления, в Ом·м; 2 — зоны повышенной проницаемости; 3 — зоны глубинных разломов; 4 — разломы; 5 — районы, выделенные после первого этапа осреднения; 6 — зоны, выделенные после второго этапа осреднения; 7 — удельное электрическое сопротивление в Ом·м; 8 — график средней напряженности теллурического поля; 9 — график поля силы тяжести; 10 — график магнитного поля; 11 — проявления золота; 12 — проявления титана; 13 — проявления ртути; 14 — естественные проявления подземных пресных вод (источники).

ческие образования. Это отражается в аномальном поведении теллурического, магнитного и гравитационного полей. На дневной поверхности в районе данного блока закартированы выходы диоритов и габбро-диоритов неогенового возраста.

Вывенская впадина сложена кайнозойскими породами с удельным электрическим сопротивлением 10-50 Ом·м. Повышенная проводимость осадочного чехла впадины обусловлена преобладанием в разрезе терригенных пород, обладающих повышенной пористостью и насыщенных минерализованными водами. Впадина отличается спокойным поведением гравитационного, магнитного и теллурического полей. Отрицательный уровень магнитного поля впадины свидетельствует о наличии в верхней части разреза вулканогенных образований.

В литосфере выделен слой повышенной электропроводности с удельным электрическим сопротивлением в первые десятки Ом.м. Мощность слоя приблизительно оценивается в 30 км. Однозначно можно судить лишь о поведении кровли слоя. Она максимально приподнята под Лесновско-Ватынским антиклинорием и Ильпинским поднятием. Здесь глубина кровли располагается на глубине примерно 15 км и 5 км. В юго-западном направлении, под Тымлатским поднятием, глубина кровли погружается до 30 км. Под Анаппинской впадиной, Ильпинским поднятием и юго-западной частью Вывенской впадины глубина кровли слоя составляет около 20 км. В северо-восточной части Вывенской впадины проводящий слой в явной форме на кривых не выражен. Возможно, в этой части впадины, проводящий литосферный слой отсутствует. Однако не исключено, что здесь удельное электрическое сопротивление слоя заметно возрастает и поэтому, он не проявился на кривых МТЗ. На разрезе изображён последний вариант, где удельное электрическое сопротивление слоя указывается в 50 Ом·м под знаком вопроса.

Природу литосферного проводящего слоя сопротивлением в первые десятки Ом⋅м можно связать с наличием высокоминерализованных растворов, а также с электронопроводящими сульфидными образованиями. Согласно [11], региональный тепловой поток в районе профиля оценивается в 80 мВт/м<sup>2</sup>. По данному тепловому потоку температуры на глубинах 20–30 км составляют 500–600° С. Как известно, многие породообразующие минералы в составе пород земной коры могут содержать кристаллизационную воду или группу ОН (слюды, хлорит, роговая обманка, амфиболит и т. д.). Так, например, породы фации зелёных сланцев содержат до 4%, амфиболитовой — 1–2%, гранулитовой — 0,35% [1, 13]. В ретурах 400–800° С протекают процессы дегидратации и, выделяется вода, которая занимает межгранулярное пространство, образующееся за счёт уплотнения минералов после выделения воды. При высоких давлениях и температурах вода обладает высокой растворяющей способностью, что приводит к образованию высокоминерализованных растворов, существующих при высоких температурах [10]. Обогащение пород жидким электролитом приводит к резкому уменьшению электрического сопротивления на несколько порядков. Грубые оценки показывают, что достаточно сотых-десятых долей процента относительно объёма флюида в связанных каналах, чтобы обеспечить уменьшения сопротивления горной пород до первых десятков — единиц Ом м [3]. Можно предполагать, что одной из причин возникновения литосферного слоя является наличие жидкой фазы. Также не исключено, что в отдельных частях проводящего слоя определённую роль играют скопления электронопроводящих минералов.

На геоэлектрическом разрезе показаны известные рудопроявления и выходы минерализованных источников в районе профиля МТЗ (рис. 6). Рудопроявления золота, титана и ртути приурочены к Лесновско-Ватынскому синклинорию и Ильпинскому поднятию. Как было отмечено выше, в районе этих структур литосферный проводящий слой поднимается до глубины 15 и 5км. Здесь, в земной коре (район 6 и 14) между осадочно-вулканогенным чехлом и глубинным проводящим слоем выделяются зоны с пониженным удельным электрическим сопротивлением в 100 Ом.м, связанные, по-видимому, с повышенной проницаемостью пород, содержащих жидкие флюиды. По данным зонам гидротермальные растворы и магматические расплавы могут проникать в осадочно-вулканогенный чехол. Высокоминерализованные растворы, поднимаясь вверх, охлаждаются и из них выделяются различные рудные компоненты, заполняющие трещины в горных породах. В результате этого в зонах наиболее активного влияния гидротермальных растворов и магматических расплавов в приповерхностных частях разреза 11. образуются рудные узлы. В таких зонах, сложенных вулканогенными породами, рудные компоненты часто не образуют связанных каналов. Поэтому, они в верхних частях земной коры характеризуются повышенным электрическим сопротивлением. Бло- <sup>12</sup>. ки вулканогенных пород отличаются повышенной плотностью. Это находит отражение в виде аномалий повышенной напряжённости гравитационного поля и аномалий возмущённого магнитного поля (районы 5 и 14).

Выявленная связь глубин залегания литосферного проводящего слоя, геоэлектрических неоднородностей, осадочно-вулканогенного чехла и геофизических полей с размещением рудопроявлений цветных и благородных металлов на поверхности представляет важный критерий прогноза рудных

зультате регионального метаморфизма при температурах 400-800° С протекают процессы дегидратации и, выделяется вода, которая занимает межгранулярное пространство, образующееся за счёт уплотнения минералов после выделения воды. При высоких давлениях и температурах вода обладает высокой растворяющей способностью, что приводит к образованию высокоминерализованных растворов, существующих при высоких температурах [10]. Обога-

#### Список литературы

- 1. *Белоусов В.В.* Земная кора и верхняя мантия материков. М.: Наука. 1986. 124 с.
- Бердичевский М.Н., Дмитриев В.И. Модели и методы магнитотеллурики. Научный мир. 2009. С. 677.
- Ваньян Л. Л., Хайдман Р. Д. О природе электропроводности консолидированной коры // Изд. Физика Земли. 1996. №4. С. 5–11.
- Геология СССР. Том. 31. Камчатка, Курильские и Командорские острова. Геологическое описание. М.: Недра, 1964. 733 с.
- Карта полезных ископаемых Камчатской области. Масштаб: 500 000/ под ред. Литвинова А. Ф., Патоки М. Г., Марковского Б. А. СПб: ВСЕГЕИ, 1999
- Ландер А.В., Левина В.И., Иванова Е.И. Сейсмическая история Корякского нагорья и афтершоковый процесс Олюторского землетрясения 20(21) апреля 2006 г. Мw 7,6. // Вулканология и сейсмология. 2010. № 2. С. 16–30.
- Мороз Ю. Ф. Результаты исследований Восточной Камчатки комплексом методов электроразведки ТТ, МТЗ, ВЭЗ // Геология и геофизика.1976. № 10. С.140-144.
- Мороз Ю.Ф. Электропроводность земной коры и верхней мантии Камчатки. М.: Наука, 1991. 181 с.
- 9. *Нурмухамедов А. Г., Мороз Ю. Ф.* Глубинное строение северо-восточной части Корякско-Камчатской складчатой области по данным региональных геофизических исследований // Геофизический журнал. 2009. № 3. Том. 31. С. 1–10.
- Равич М. И. Фазовые равновесия в некоторых водосолевых системах при повышенных температурах и давлениях // Экспериментальное моделирование природных процессов. М.: Наука.1971. С. 112–118.
- Ривош Л. А. Геомагнитная характеристика главных тектонических структур востока СССР переходной зоны от Азиатского континента к Тихому океану и абиссального дна последнего // Геология и геофизика. 1964.№ 5. С. 38–51.
- Смирнов Я.Б., Сугробов В. М. Земной тепловой поток в Курило-Камчатской и Алеутской провинциях // Вулканология и сейсмология. 1980. № 1. С. 16–31.
- 13. Файф У., Прайс Н., Томпсон А. Флюиды в земной коре. М.: Мир. 1981,435 с.
- Bahr K. Interpretation of magnetotelluric impedance tensor: regional, induction and local telluric distortion. J. Geophysics. 1988. № 62. P. 119–127.
- Swift C. M. A magnetotelluric investigation of an electrical conductivity anomaly in the Southwestern United States. Ph. D. Dissertation, M/T. Cambridge. 1967.



УДК 550.8

В. Ю. Павлова<sup>1,2</sup>, И. Ф. Делемень<sup>1,2</sup>

<sup>1</sup> Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, г. Петропавловск-Камчатский e-mail: sacura17041988@mail.ru, delemen@kscnet.ru <sup>2</sup> Камчатский государственный университет имени Витуса Беринга, Петропавловск-Камчатский

### Георадарные исследования зоны разгрузки термальных вод на участке Карымшинской гидротермальной системы (Камчатка)

В работе отражены результаты георадиолокационной съёмки зоны разгрузки Карымшинской гидротермальной системы с целью картирования геологических структур — восстановление геометрии относительно протяжённых границ, поверхности коренных пород под рыхлыми осадками, границ между слоями с различной степенью водонасыщения.

#### Введение

Карымшинская гидротермальная система располагается к западу от вулканов Восточно-Камчатского вулканического пояса в пределах долины рек Паратунка и Карымшина и является составной частью Верхне-Паратунской геотермальной системы, приуроченной к зоне гигантской кальдеры древнего потухшего супервулкана, располагающегося между гор Ягодное, Толстый мыс, Горячая, Бабий камень [4] (рис. 1). Структурная позиция этой системы определяется пересечением сброса-сдвига, протягивающегося вдоль оси этой долины с поперечным к нему разломом (рис. 2).

Термальные воды приурочены к резервуару, представленного трещинно-жильной зоной в пределах вулканических отложений миоцен-плиоценового возраста (кислые туфы). Результаты комплексных геофизических исследований в этом районе [5], в дополнение с георадиолокацией, позволили увидеть строение зоны разгрузки Карымшинской гидротермальной системы.

С 1987 г. на участке Карымшинской гидротермальной системы осуществляются непрерывные наблюдения за режимом подземных вод и газов. Комплекс режимных наблюдений производится каждые 6 дней и включает в себя измерения атмосферного давления и температуры воздуха, измерения температуры и расхода воды самоизливающихся скважин (ГК-5; ГК-15; ГК-44; К-44 и ГК-17), отбор проб воды и газа для последующего их анализа в лабораторных условиях на базе аналитического центра ИВиС ДВО РАН [3].

Источники часто посещают туристы, поскольку имеются два бассейна, наполняемые термальной водой из скважины ГК-5. Скважина ГК-5 (рис. 3) входит в число 4-х самоизливающихся скважин станций «Верхняя Паратунка». Бурение скважины проводилось с 4 ноября 1966 г. по 17 февраля 1967 г. По окончанию бурения глубина скважины составила 900 м, температура в устье 74° С, химический состав воды — гидрокарбонатно-сульфатный, кальциево-натриевый [1].

По результатам проведения комплексных геофизических исследований выделяются аномалии северо-восточного простирания. Отмечено, что это может быть связано с зоной трещиноватости и разгрузкой воды в верхней части разреза [5].

#### Материалы и методы

Георадиолокационные исследования проведены на площадке «Тёплые земли» (рис. 4), размером  $50 \times \times 140$  м с помощью георадара «ОКО-250» (рис. 5), разработанный в НИИ приборостроения им. В. В. Тихомирова с центральной частотой 250 МГц (разрешающая способность 0,25 м)[2]. Использование этого метода позволило получить представление о строении приповерхностной толщи рыхлых отложений (рис. 6, 7).

#### Результаты и их обсуждение

Непосредственно на поверхности залегают рыхлые отложения коллювиального, флювиогляциального и аллювиального происхождения, и лишь в южной части площадки георадарных исследований вдоль кромки террасы выходят на поверхность скальные породы и их элювий (см. таблицу, рис. 8).

Для радарограмм характерно субгоризонтальное и хаотическое расположение осей синфазности и наличие отражённых электромагнитных волн до глубины 4 м, затем наблюдается их затухание с глубиной. Это обуславливает залегание несортированных валунно-галечниковых отложений, затем — массивных туфов. Местами выделяются зоны трещиноватости представленные на радарограммах проходящей волной (рис. 6, 7).



Рис. 1. Общая схема расположения Карымшинской гидротермальной системы (Камчатка)



**Рис. 2.** Структурная позиция зоны разгрузки Карымшинской гидротермальной системы. Условные обозначения: 1 — четвертичные отложения (голоцен), делювиальные, коллювиальные и пролювиальные отложения; 2 четвертичные отложения (голоцен), гляциальные и флювиогляциальные отложения; 3 — четвертичные отложения (голоцен), базальты; 4 — миоцен, березовская свита, игнимбриты и спекшиеся туфы; 5 — миоцен, березовская свита, туфы основного состава; 6 — миоцен, березовская свита, туфы кислого состава; 7 — верхний миоцен, кислые экструзии и субвулканические тела; 8 — изолинии рельефа; 9 — конуса выноса у подножия склонов; 10 геологические границы; 11 — фациальные границы; 12 — субширотный термоконтролирующий разрыв; 13 субмеридиональный термоконтролирующий разрыв; 14 — другие разрывы; 15 — разрывы, перекрытые чехлом рыхлых отложений; 16 — трещинная зона; 17 — скважина ГК-5.



Рис. 3. Скважина ГК-5. Фото В. Ю. Павловой.



**Рис. 4.** Схема расположения георадарных профилей на участке «Тёплые земли» (Карымшинская гидротермальная система, Камчатка). Цифрами обозначены номера профилей: от 0 до 5 — магистральные, от 0 до 14 — ортогональные.



Рис. 5. Схема антенного блока георадара «ОКО-250».



**Рис. 6.** 3D-модель по магистральным профилям. Условные обозначения: 1 — номера профилей; 2 — скважина ГК-5.



**Рис. 7.** 3D-модель по ортогональным профилям. Условные обозначения: 1 — номера профилей; 2 — скважина ГК-5.
Геологический разрез по скважине ГК-5 (по данным сводного отчета о результатах поисково-разведочных работ на Верхне-Паратунском месторождении термальных вод, проведённых в 1966–1980 гг.).

Геологи- ческий возраст	Краткое описание пород	Мощность слоя, м	Глубина залегания подошвы слоя, м	Геологический разрез
Q	Валунно-галечные отло- жения	4,2	4,2	
N1br	Андезиты, туфы средне-крупнообломоч- ные андезитового состава с прослоями туфов крупнообломочных смешанного состава. Породы пропилитизированные, трещиноватые, участками брекчированные. Трещины преимущественно субвертикальные, реже под углом 450, выполнены карбонатом, реже хлоритом, эпидотом. Отмечается вкрапленность пирита.	611,2	615,4	
	Базальты порфировые пропилитизированные, трещиноватые. Трещины шириной ≤1 мм, редко до 3 мм, субвертикальные, субгоризонтальные и под углом 450, выполнены карбонатом, реже эпидотом. В интервале 685-699 м — туфы грубо-крупнообломочные смешанного состава.	241,5	838,5	
$P_{2-3}\mathrm{ul}_2$	Аргиллиты интенсивно трещиноватые. В интервале 846,7–853,2 м — базальты	38,9	877,4	
	Андезиты мелкопорфировые слабо трещиноватые. Трещины субвертикальные и субгоризонтальные, выполнены карбонатом.	22,6	900,0	



**Рис. 8.** Геоморфологическая схема площадки проведения георадарного профилирования. Условные обозначения: 1 — техногенно нарушенный рельеф; 2 — локальные поднятия в микроскульптуре рельефа; 3 — первая надпойменная терраса реки Карымшина; 4 — инверсионный рельеф реликтов флювиогляциальных ложбин стока; 5 — глыбовые россыпи коллювиального происхождения, местами перекрытые отложениями террасы; 6 — элювий скальных пород.

## Вывод

Зона разгрузки Карымшинской гидротермальной системы представлена насортированными валунно-галечниковыми отложениями до глубины порядка 4 м, затем массивными туфами (см. таблицу), а в местах нарушения этих туфов трещинными зонами происходит разгрузка термальных вод. Зона разгрузки вытянута вдоль разлома. В данном случае, мы имеем среднетемпературную систему, приуроченную к одному разрывному нарушению.

Проведение научных исследований выполнено при поддержке проектов РФФИ № 11-05-00602, «Снижение экологических рисков в энергетике и оценка ресурсов водорода на территории Камчатского края» (выполняемому в рамках государственного задания (Регистрационный номер 5,3799.2011) и при финансовой поддержке Минобрнауки России, в рамках программы стратегического развития ФГБУ ВПО «Камчатский государственный университет имени Витуса Беринга» на 2012–2016 г.

## Список литературы

1. Боярская И. Д., Сирица Д.В. Оценка воспроизводимости результатов измерений содержаний газов в подземных водах // Проблемы комплексного геофизического мониторинга Дальнего Востока России. Труды Второй региональной научно-технической конференции. Петропавловск-Камчатский. 11–17 октября 2009 г. / Отв. ред. Чебров В. Н.. Петропавловск-Камчатский: ГС РАН, 2010. С. 345–347.

- Владов М.Л., Старовойтов А.В. Введение в георадиолокацию. М.: МГУ, 2004. 153 с.
- Кузъмин Ю. Д., Рябинин Г.В. Мониторинг газового состава и гидрохимических параметров гидротермально-магматических систем // Геотермальные и минеральные ресурсы областей современного вулканизма: материалы Международного полевого Курило-Камчатского семинара, 16 июля — 6 августа. / Гл. редактор д.г.-м.н. Рычагов С. Н.. Петропавловск-Камчатский: ОТТИСК, 2005. С. 328–342.
- Леонов В.Л., Рогозин А. Н. Карымшина гигантская кальдера — супервулкан на Камчатке: границы, строение, объём пирокластики // Вулканология и сейсмология. 2007. № 5. С. 14 — 28.
- Мельникова А. В., Шульженкова В. Н., Берсенева Н. Ю., Рылов Е.С. Комплексные геофизические исследования в районе скважины ГК-5 (Карымшинская геотермальная система). С. 185–200<sup>1</sup>.

<sup>&</sup>lt;sup>1</sup>www.kscnet.ru/ivs/publication/young\_conf/2011/1/ art17.pdf



УДК 551.248

Т.К. Пинегина

Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, г. Петропавловск-Камчатский e-mail: pinegtk@yandex.ru

# Пространственно-временное распределение очагов цунамигенных землетрясений вдоль Тихоокеанского побережья Камчатки за последние ~2000 лет

Вдоль побережья восточной Камчатки и северных Курильских островов выявлены и коррелированны следы палеоцунами за последние  $\sim 2000$  лет, восстановлены их параметры (высота и дальность заплеска) и повторяемость. На основе соотношений Абе [10] и Вэлса-Копперсмита [24], использующих высоты цунами на берегу, ближайшем к источнику и протяжённость побережий, охваченных максимальными по высоте цунами, были определены магнитуды Mt и Mw цунамигенных палеоземлетрясений.

#### Введение

Несмотря на то что, на Земле цунами происходят ежегодно, сильные и катастрофические цунами явление достаточно редкое, и для большинства отдельно взятых побережий каталог этих событий короток. Использование только известных исторических данных недостаточно для получения качественных и количественных оценок цунамиопасности. Однако все сильные цунами оставляют следы на побережьях, изучение которых на восточной Камчатке и северных Курилах позволило получить общирный материал о проявлениях цунами в прошлом и продлить существующий каталог сильнейших цунамигенных землетрясений на ~2000 лет.

## Методика исследований

В ходе исследований использовался комплекс как традиционных методов (включающих дешифрирование и интерпретацию материалов дистанционного зондирования, полевые геоморфологические и геологические исследования, детальную топографическую съёмку), так и сравнительно новых методов (таких как георадарное зондирование, тефрохронология и тефростратиграфия, картирование отложений цунами и эрозионных цунамигенных форм рельефа, выявление погребённых уступов размыва, связанных с косейсмическими опусканиями побережий). Подробно методика изучения отложений цунами изложена в работах [6, 13, 15–20]. Поэтому остановимся лишь на основных моментах.

К основным отличительным особенностям тех отложений палеоцунами, которые удаётся идентифицировать, относятся: 1) приуроченность к полосе побережья вне зоны штормовой досягаемости и к различным гипсометрическим уровням, примерно до 30–40 м над уровнем моря; 2) присутствие в отложениях морского песка и окатанной гальки (песчано-галечные отложения более всего характерны для открытых побережий с высокой энер-

гией волн); 3) незначительная мощность отложений (от нескольких миллиметров до нескольких десятков сантиметров); 4) значительно больший (по сравнению со штормами) характерный период повторяемости образования отложений (десятки сотни лет).

При поиске и идентификации отложений цунами изучались разрезы с хорошо развитой почвой или торфом, т.к. вмещающие отложения не должны содержать штормовые, эоловые или иные прослои сложенные морским песком. Шурфы закладывались на тех участках побережья, которые на момент цунами находились на большом удалении от побережья (сотни метров - первые километры). При выборе мест для закладки шурфов, в первую очередь отмечались участки с наибольшей скоростью накопления рыхлых вмещающих отложений (например, котловины заросших озёр, торфяники на месте заросших лагун. Для оценки высот и дальности заплесков палеоцунами проводилась реконструкция положения древней береговой линии и высоты рельефа побережья на момент события (методика описана в работах [7-8, 22]).

#### Результаты изучения отложений палеоцунами

Отложения палеоцунами на побережье Камчатского залива. Районы исследований включили: морскую аккумулятивную террасу на правом берегу р. Камчатка (рядом с пос. Усть-Камчатск), побережье в районе впадения рек Быстрая (Кумрочевская), Адриановка, Сторож, Малая Чажма, Большая Чажма. Длина береговой линии Камчатского залива составляет около 150 км, длина побережья охваченного исследованиями — порядка 70 км. В ходе обработки полученных материалов были использованы данные по 16 топографическим профилям и 142 шурфам, шурфы закладывались на высоте от 0 до 17 м и на расстоянии от уреза от 70 до 1750 м.



**Рис. 1.** Реконструкция зон воздействия отдельных цунами на побережье Камчатского залива. События цунами (чёрные столбцы) распределены условно равномерно в промежутках между вулканическими пеплами (тонкие серые линии) [1–2, 5, 11, 14, 23, 25]. Светло-серые полосы соответствуют погрешности в определении возрастов вулканических пеплов. Чёрные столбцы с двойным точечным пунктиром — отложения цунами, сопряженные с землетрясениями, вызвавшими косейсмические опускания побережья. Очаги исторических цунами 1923 и 1997 гг. показаны овалами [3–4]. Зоны с серой заливкой соответствуют районам детальных исследований (с севера на юг): район Усть-Камчатска, устье рек Быстрая и Адриановка, устье р. Сторож, устья рек Малая и Большая Чажмы.

На рис. 1 показано пространственно-временное распределение реконструированных зон воздействий цунами на побережье Камчатского залива для последних ~2000 лет.

Землетрясения, сопровождавшиеся косейсмическими деформациями на побережье (произошедшие около 1000 л.н. и несколько сотен л.н.), по-видимому, имели единые протяжённые очаговые зоны. С севера они ограничивались западным окончанием Алеутской островной дуги, а на юг они могли продолжаться и в Кроноцкий залив. Сравнивая высоты и горизонтальные заплески исторических цунами с параметрами палеоцунами, можно утверждать, что цунами 13 апреля 1923 г. с *M* до 8,2 по А.А. Гусеву [3] являлось одним из наиболее сильных за последние ~2000 лет. Однако, наличие двух событий, сопровождавшихся крупноамплитудными (до нескольких метров) косейсмическими опусканиями на берегу, может свидетельствовать о возможности возникновения в Камчатском заливе катастрофических землетрясений с M > 8,2 с периодом повторяемости примерно раз в тысячу лет. Средняя повторяемость цунами с высотами свыше 3-4 м в Камчатском заливе составляет 125-145 лет. По аналогии с историческими землетрясениями, их магнитуды можно оценить как  $M \ge 7.5$ .

Отложения палеоцунами на побережье Кроноцкого залива. Отложения цунами на побережье Кроноцкого залива изучены в меньшей степени, чем в других районах. Исследования были проведены лишь в районе устья р. Жупановой (южная часть Кроноцкого залива) в 1995–1996 гг. Во время исследований не проводились инструментальные измерения топографических профилей, отсутствовала географическая (GPS) привязка шурфов. Тем не менее, разрезы, заложенные в торфяниках, сохранили достаточно полную летопись древних цунами [6, 21].

Основная часть шурфов располагалась на низкой морской террасе высотой около 5 м и на расстоянии до 500–700 м от современного уреза воды. Средний период повторяемости цунами с высотами >3–5 м составляет в Кроноцком заливе около 105 лет (по данным за последние ~2000 лет). За период исторических наблюдений здесь произошло пять событий в 1737, предположительно в 1841(?), феврале 1923<sup>1</sup>, 1952 и 1960 гг. [3–4].

Отложения палеоцунами на побережье Авачинского залива. Районы исследований включили бухты Жировая, Большой Вилюй, Безымянная и Халактырский пляж. Условная географическая граница между Авачинским заливом и южной Камчаткой проводится обычно по мысу Поворотный. При анализе данных по Авачинскому заливу, было решено включить дополнительно данные по отложениям цунами в бухтах Асача и Мутная, находящихся в 10–20 км к югу от мыса Поворотный. Длина береговой линии Авачинского залива (включая бухты Асача и Мутная) составляет около 150 км, длина побережья охваченного исследованиями — порядка

<sup>&</sup>lt;sup>1</sup>В 1923 г. на Камчатке произошло два сильных цунамигенных землетрясения — 3 февраля в Кроноцком заливе, Mw = 8,5; 13 апреля — на севере Камчатского залива, Mw = 7,4-8,2 [3].



**Рис. 2.** Повторяемость цунами (чёрные столбцы) в Кроноцком заливе. События распределены равномерно в промежутках между вулканическими пеплами (серые линии) [1–2, 5, 11, 14, 23, 25].



**Рис. 3.** Реконструкция зон воздействия отдельных цунами на побережье Авачинского залива. События цунами (чёрные столбцы) распределены условно равномерно в промежутках между вулканическими пеплами (серые линии) [1–2, 5, 11, 14, 23, 25]. Светло-серые полосы соответствуют погрешности в определениях возрастов вулканических пеплов. Чёрные столбцы с двойным точечным пунктиром — события цунами, сопровождавшиеся косейсмическими опусканиями побережья. Очаг исторического цунами 1952 г. показан овалом [3]. Зоны с серой заливкой соответствуют районам детальных исследований (с севера на юг): Халактырский пляж, бухты Вилюй-Безымянная, бухта Жировая, бухты Асача-Мутная.

50 км. В ходе обработки полученных материалов были использованы данные по 11 топографическим профилям и 92 шурфам.

На сводном рис. 3 показаны зоны воздействия отдельных цунами на побережье Авачинского залива и к югу — до бухт Мутная и Асача. Доисторическое землетрясение, произошедшее вскоре после 600 г.н.э. и сопровождавшееся косейсмическими деформациями на побережье, по-видимому, имело единый протяженный очаг (уходящий на юг Камчатки)

с магнитудой  $M \sim 9$  (по аналогии с землетрясениями 1737 и 1952 гг.). Средняя повторяемость всех выявленных цунами в Авачинском заливе цунами составляет 103 года. Некоторые из этих цунами, вероятно, могли быть трансокеаническими, подобно Чилийскому цунами 1960 г. Средняя повторяемость сильных (с заплесками выше 5 м на открытом побережье и выше 2 м в бухтах) цунами составляет 140–150 лет и примерно 130 лет в бухтах Асача и Мутная. Средняя повторяемость цунами, сходных



**Рис. 4.** Реконструкция зон воздействия отдельных цунами на побережье южной Камчатки и северных Курил. События цунами (чёрные) распределены условно равномерно в промежутках между вулканическими пеплами (серые линии) [1–2, 5, 11, 14, 23, 25]. Тонкие чёрные столбцы показывают события цунами, идентифицированные лишь в одной-двух бухтах. Чёрные столбцы с двойными пунктирными точками — отложения цунами от землетрясений сопровождавшихся косейсмическими опусканиями побережий. Сплошные серые линии показаны для районов, где определённый вулканический пепел присутствует в разрезах, пунктирные серые линии — для районов, где пеплы отсутствуют. Зоны с серой заливкой соответствуют районам детальных исследований (с севера на юг): бухты Мутная-Асача, бухты Ходутка-Кузачин, бухта Вестник, Бухты Утюжная-Ушатная-Три Сестры, о-ва Парамушир и Шумшу. *АD* — года нашей эры (н.э.), *BC* — года до нашей эры (до н.э.).

по проявлениям с историческим событием 1841 г., составляет около 300 лет. По ретроспективной оценке  $Mt_{1979}$  для удалённого источника [9] по волне на Гавайях, магнитуда этого землетрясения была около 8,0 - 8,3. Магнитуда же землетрясения оценённая в данной работе ( $Mt_{1999}$  для близкого источника [10]) находилась в интервале 7,5 - 8.0.

Отложения палеоцунами на побережье южной Камчатки и северных Курильских островах. Протяжённость береговой линии, в пределах которой расположены районы исследований, превышает 300 км, протяжённость обследованного побережья составляет около 120 км. В работе использованы данные по 23 измеренным топографическим профилям и 132 шурфам. Основная проблема в обобщении полученных для района данных состоит в отсутствии единых маркирующих горизонтов пеплов: часть пеплов от вулканов, расположенных на юге Камчатки, имела оси пеплопадов, направленные на юг, а часть — на север [1-2, 5, 11, 14, 23, 25]. Тем не менее, некоторые маркирующие горизонты пеплов в разных районах оказались близки по возрасту, что всё же дало возможность скоррелировать отложения цунами (с меньшей надёжностью, чем для северных районов восточной Камчатки) и проанализировать все данные вместе.

На сводном рис. 4 показаны зоны воздействия отдельных цунами на побережье южной Камчатки и северных Курил для последних ~2500 лет (для бухт Асача и Мутная — для последних ~1400 лет). Доисторическое землетрясение, произошедшее вскоре после 600 г.н.э. и сопровождавшееся косейсмическими деформациями на побережье, по-видимому, имело единый протяженный очаг (от юга Камчатки до Авачинского залива) с магнитудой порядка 9 (по аналогии с землетрясениями 1737 и 1952 гг. [3–4]).

Средняя повторяемость всех цунами на юге Камчатки и на северных Курилах для последних ~2500 лет составляет 73-80 лет. Средняя повторяемость землетрясений, сопровождавшихся косейсмическими деформациями побережий, составляет около 470 лет (так же, как и для Авачинского залива). Временные промежутки между отдельными событиями варьируют от ~215 до 1100 лет.

Обращает на себя внимание большая (по сравнению с северными районами) интенсивность цунами, происходящих на юге Камчатки и на Северных Курилах. Величина горизонтальных заплесков составляет здесь от многих сотен метров до нескольких километров. Реконструированные вертикальные заплески многих цунами превышали 12-15 м. Этот факт свидетельствует о том, что строение цунамигенерирующих зон Камчатской зоны субдукции неоднородно: южный сегмент Камчатской зоны субдукции способен генерировать цунами большей интенсивности, чем северный сегмент. Это может быть связано как с разной шириной очаговых зон (и соответственно, с разной длиной волн цунами), так и с существованием на юге Камчатки зоны с большими (разовыми) смещениями в очагах (high slip regions) [17].



**Рис. 5.** Вариации магнитуд *Mt* и повторяемости цунамигенных землетрясений вдоль восточного побережья Камчатки, восстановленные по данным палеоцунами. Черные точки – оцененные по палеоцунами магнитуды *Mt* (рисунок слева); серые точки – средняя повторяемость цунамигенных землетрясений (лет) за последние ~2000 лет (рисунок справа).

# Определение параметров цунамигенных палеоземлетрясений

Определяя величину Mt ( $Mt_{1999}$ ), необходимо иметь данные по высоте заплесков на берегу, ближайшем к источнику. При этом использовалось соотношение Абе [10]:

$$Mt = 2\log Hm + 6,6,\tag{1}$$

где *Hm* — значение местной средней максимальной высоты волн в метрах.

Анализ исторического каталога цунами на Дальнем Востоке России [3] убедительно показывает, что подавляющее число сильных и катастрофических цунами в регионе связано с сильными местными землетрясениями, т. е. землетрясениями, приуроченными к Курило-Камчатской сейсмофокальной зоне. Следовательно, решая задачу о цунамигенерирующих зонах, можно заранее предполагать что: 1) очаг землетрясения расположен в пределах какого-либо сегмента сейсмофокальной зоны, 2) механизм землетрясения субдукционный. Главная задача сводится, таким образом, к определению собственно положения очага. Эту задачу можно решить, определив участок побережья с наибольшей интенсивностью цунами. При таком подходе, цунами от удалённых очагов, в принципе, могут внести небольшой процент ошибок, но за неимением лучшего приходится использовать описанный подход.

Ещё один подход при оценке магнитуд цунамигенных землетрясений — использование только лишь протяжённости очаговой зоны землетрясения, которая, как уже указывалась выше, примерно соответствует длине ближайшего к очагу побережья, испытавшего наиболее сильное воздействие цунами. Существует около 30 эмпирических корреляционных зависимостей для оценок магнитуд по длине очагов (полученных преимущественно для коровых разломов). В палеосейсмологии чаще всего используются зависимости Вэлса-Копперсмита [24]. Для взбросов она имеет вид:

$$Mw = 4,49 + 1,49\log(RLD),$$
 (2)

где *RLD* — протяжённости очаговой зоны землетрясения, км.

Оценки магнитуды двумя способами (*Mt*, *Mw*), в случае полноты геологических данных о протяжённости охваченного цунами побережья, неплохо согласуются друг с другом и не показывают систематических различий. На рис. 5 представлены рассчитанные магнитуды *Mt* и средняя повторяемость землетрясений.

#### Выводы

Из полученных данных следует важный вывод о том, что предельные магнитуды цунамигенных землетрясений увеличиваются в направлении с севера на юг, в сторону выделяемой рядом исследователей области больших подвижек (high slip region) [12, 17]. Наличие этой области объясняется увеличением сцепления (coupling) между Тихоокеанской и Охотской (Евразийской) плитами в южном направлении [12]. Можно также предположить, что уменьшение периода повторяемости цунамигенных землетрясений с севера на юг 13. Bourgeois J., Pinegina T., Ponomareva V., Zaretskaia N. связано либо с вариациями в сцеплении плит, либо с увеличением скорости поддвига, либо с двумя этими факторами одновременно.

Исследования выполнены при поддержке гран- 14. тов РФФИ №12-05-00712-а, ДВО-СО РАН №12-ІІ-0-08-003, ДВО №12-І-П4-06.

#### Список литературы

- 1. Брайцева О.А., Кирьянов В.Ю., Сулержицкий Л.Д. Маркирующие прослои голоценовой тефры Восточной вулканической зоны Камчатки // Вулканология и сейсмология. 1985. № 5. С. 80-96.
- 2. Брайцева О.А., Мелекесцев И.В., Пономарёва и др. Сильные и катастрофические эксплозивные извержения на Камчатке за последние 10 тысяч лет. Геодинамика и вулканизм Курило-Камчатской островодуж- 17. ной системы. Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО PAH, 2001. C. 235-252.
- 3. Гусев А.А. Схема очаговых зон сильных землетрясений Камчатки за инструментальный период. Комплексные сейсмологические и геофизические исследования Камчатки. Петропавловск-Камчатский: КОМСП ГС РАН, 2004. С. 75-80.
- 4. Заякин Ю.Я., Лучинина А.А. Каталог цунами на Камчатке. Обнинск: ВНИИГМИМЦД, 1987. 50 с.
- 5. Певзнер М. М., Пономарёва В. В., Мелекесцев И. В. Чёрный Яр — реперный разрез голоценовых маркирующих пеплов северо-восточного побережья Камчатки // Вулканология и сейсмология. 1997. № 4. С. 3–18.
- 6. Пинегина Т.К., Базанова Л.И., Мелекесцев И.В. и др. Доисторические цунами на побережье Кроноцкого залива — Камчатка, Россия // Вулканология и сейсмология. 2000. №2. С. 66-74.
- 7. Пинегина Т. К., Кожурин А.И., Пономарёва В.В. Оценка сейсмической и цунамиопасности для посёлка Усть-Камчатск (Камчатка) по данным палеосейсмологических исследований // Вестник КРАУНЦ, Серия Науки о Земле. 2012. № 1. С. 138-159.
- 8. Пинегина Т.К., Кравчуновская Е.А., Ландер А.В.  $u \partial p$ . Голоценовые вертикальные движения побережья полуострова Камчатский (Камчатка) по данным изучения морских террас // Вестник КРАУНЦ, Серия Науки о Земле. 2010. № 1. С. 231-247
- 9. Abe K., Size of great earthquakes of 1837-1974 inferred from tsunami data // J. Geophys. Res. 1979. Vol. 84. Vol. 1561–1568.
- 10. Abe K. Quantification of historical tsunamis by the Mt scale // Zisin, J. Seismol. Soc. Jpn. 1999. Vol. 52. 24 P.369-377 (in Japanese with English abstract).
- 11. Braitseva O.A., Ponomareva V.V., Sulerzhitsky L.D. et al. Holocene key-marker tephra layers in Kamchatka, Russia // Quaternary Research. 1997. Vol. 47. P. 125-139.
- 12. Burgmann R., Kogan M. G., Steblov G. M. et al. 25. Interseismic coupling and asperity distribution along the Kamchatka subduction zone Journal // Of Geophysical Research. 2005. Vol. 110. B07405, doi:10,1029/2005JB003648.

- Holocene tsunamis in the southwestern Bering Sea, Russian Far East, and their tectonic implications // GSA Bulletin. 2006. Vol. 118. N. 3/4. P. 449-463.
- Dirksen V., Dirksen O., Diekmann B. Holocene vegetation dynamics and climate change in Kamchatka Peninsula, Russian Far East // Review of Palaeobotany and Palynology. 2013. Vol. 190. P. 48-65.
- 15. Kato Y., Kimura M. Age and origin of so-called "Tsunami-ishi", Ishigaki Island, Okinawa Age and origin of so-Prefecture // J. Geol. Soc. Japan. 1983. V. 89. P.471-474.
- 16 MacInnes B., Pinegina T.K., Bourgeois J., et al. Field survey and geological effects of the 15 November 2006 Kuril tsunami in the middle Kuril Islands // Pure appl. geophys. 2009. Vol. 166. P. 9-36.
- MacInnes B. T., Weiss R., Bourgeois J., Pinegina T.K. Slip Distribution of the 1952 Kamchatka Great Earthquake Based on Near-Field Tsunami Deposits and Historical Records // Bulletin of the Seismological Society of America. 2010. Vol. 100. P. 1695 - 1709.
- 18. Morton R.A., Gelfenbaum G., Jaffe B. E. Physical Criteria for Distinguishing Sandy Tsunami and Storm Deposits Using Modern Examples // Sedimentary Geology. 2007. N 200. P. 184-207.
- Paris R., Lavigne F., Wassmer P., Sartohadi J. Coastal sedimentation associated with the December 26, 2004 tsunami in Lhok Nga, west Banda Aceh (Sumatra, Indonesia) // Marine Geology. 2007. N 238. P.93-106.
- 20.Pinegina T.K., Bourgeois J. Historical and paleo-tsunami deposits on Kamchatka, Russia: long-term chronologies and long-distance correlations // Natural Hazards and Earth System Sciences. 2001. Vol. 1. N 4. P. 177-185.
- 21. Pinegina T., Bourgeois J., Bazanova L. et al. Millennial scale record of Holocene tsunamis on the Kronotskiy Bay coast, Kamchatka, Russia // Quaternary Research. 2003. Vol. 59. P. 36-47.
- 22. Pinegina T.K., Bourgeois J., Kravchunovskaya E.A. et al. A nexus of plate interaction: Segmented vertical movement of Kamchatsky Peninsula (Kamchatka) based on Holocene aggradational marine terraces // GSA Bulletin. 2013. Vol. 125. N. 9/10. P. 1554-1568.
- Ponomareva V. V., Kyle P. R., Pevzner 23.M. M.Holocene eruptive history of Shiveluch et al. volcano, Kamchatka Peninsula. American Geophysical Union Geophysical Monograph Series «Volcanism and Subduction: The Kamchatka Region». Eds: Eichelberger J., Gordeev E., Kasahara M., Izbekov P., Lees J. AGU, 2007. Vol. 172. P. 263-282.
- Wells D. L., Coppersmith K. J. New empirical relationships among magnitude, rupture length, rupture width, rupture area, and surface // Bulletin of the Seismological displacement Society of America. 1994. Vol. 84. N. 4. P. 974-1002.
- Zaretskaya N. E., Ponomareva V. V., Sulerzhitsky L. D. Radiocarbon dating of large Holocene volcanic events within South Kamchatka (Russian Far East) // Radiocarbon. 2007. Vol. 49/2. P. 1065-1078.



УДК 550.837.76

В. А. Рашидов<sup>1</sup>, Е. С. Рылов<sup>1</sup>, Н. Ю. Берсенёва<sup>3</sup>, И. Ф. Делемень<sup>1,2</sup>, И. А. Федорченко<sup>1,2</sup>, А. А. Бучек<sup>2,4</sup>, С. А. Рылова<sup>1</sup>

 Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, г. Петропавловск-Камчатский е-mail: zaparin16@mail.ru;
Камчатский государственный университет им. Витуса Беринга, Петропавловск-Камчатский, 683 032;

<sup>3</sup> Камчатский филиал Геофизической службы РАН, Петропавловск-Камчатский, 683 006

<sup>4</sup> Управление профессионального образования и науки Белгородской области

# Геофизические исследования в центральной части Природного парка «Налычево» в 2013 г.

Летом 2013 г. состоялся третий молодежный научно-исследовательский лагерь «Геофизик-13». В нём приняли участие студенты, выпускники, аспиранты и преподаватели Камчатского государственного университета им. Витуса Беринга, а также сотрудники Института вулканологии и сейсмологии ДВО РАН и Камчатского филиала Геофизической службы РАН. Приводятся основные результаты выполненных работ.

## Введение

Летом 2013 г. сотрудниками Института вулканологии и сейсмологии (ИВиС) ДВО РАН совместно с преподавателями, аспирантами и студентами Камчатского государственного университета им. Витуса Беринга (КамГУ) в рамках третьего Молодежного научно-исследовательского лагеря «Геофизик-13» были продолжены комплексные геолого-геофизические исследования локальных термальных площадок Налычевской гидротермальной системы, начатые здесь в 2010 г. [2, 3, 7–10, 12–14].

В 2013 г. были исследованы термальные площадки «Грифон Иванова», «Медвежья тундра», «Котёл» и «Вторая Лужа» (рис. 1*a*), которые расположены в долине реки Горячая и являются частью Налычевской гидротермальной системы.

Воды трещинной Налычевской гидротермальной системы относятся к углекислым хлоридно-натриевым с повышенным содержанием мышьяка и бора, и при излиянии образуют травертины из кальцита и арагонита с окислами железа и мышьяковистыми минералами [4–6]. Процесс образования травертинов в зоне разгрузки Налычевских термальных вод продолжается 15–20 тыс. лет [1].

В процессе проведения работ в 2013 г. решались следующие научные и образовательные задачи:

получение студентами, выпускниками и аспирантами профессиональных навыков в организации, технике и методике проведения полевых комплексных геофизических исследований на локальных геологических объектах и в обработке полученных данных;

 изучение геологического строения, структурной позиции и эволюции Налычевской гидротермальной системы.

Для выполнения поставленных задач были объединены финансовые средства КамГУ им. Витуса Беринга и молодежного гранта РФФИ, современные аппаратурные базы ИВиС ДВО РАН и КамГУ им. Витуса Беринга и использован оригинальный опыт предыдущих исследований термальных площадок, расположенных в пределах гидротермальных систем Камчатки [2, 3, 7–10, 12–14].

#### Исследования

Все измерения выполнялись современными геофизическими приборами (таблица). Для привязки точек наблюдения и определения высоты над уровнем моря использовались портативные навигационные системы Garmin GPSmap 60C. В ходе проведения работ были отобраны пробы термальных вод и травертинов для дальнейших лабораторных исследований.

В результате обработки полученных данных, выполненной с помощью современных компьютерных технологий, построены различные геофизические карты и разрезы, которые в дальнейшем можно рассматривать с различных точек зрения.

**Термальная площадка «Грифон Иванова».** Грифон Иванова был образован в результате обрушения стенок ствола скважины № 2, одной из пробуренных на этой территории в 1959–1960 г. Своё название он получил в честь крупнейшего российского гидрогеолога В. В. Иванова. Глубина грифона составляет 200 м [1].



**Рис. 1.** Расположение изученных термальных площадок природного парка «Налычево» (*a*). Расположение сейсморазведочных профилей на площадке «Грифон Иванова» (Фото: Е. С. Рылов) (б).

Характеристика используемых геофизических методов										
	Аппаратура	Геотермальные площадки	Методы							
Сейсморазведка	Сейсмостанция «Лакколит X-3M»	«Грифон Иванова», «Медвежья тундра»	Метод преломленных волн							
Электроразведка	ЭРП-1	«Грифон Иванова», «Медвежья тундра»	Вертикальное электрическое зондирование, Метод естественных потенциалов							
Электроразведка (георадиолокация)	Георадар ОКО с антенным блоком АБ-250	«Грифон Иванова», «Котёл»	Профильная съёмка							
Ядерная геофизика	СПР-1	«Медвежья тундра», «Вторая лужа»	γ-съёмка α-съёмка							
Магниторазведка	Протонный магнитометр G-856 AX каппаметр КТ-6	«Вторая лужа», «Медвежья тундра»	Площадная съёмка полного вектора магнитной индукции и магнитной восприимчивости							
Тепловая съёмка	Термометр Digital Termometer Model 2455	«Котёл»	Площадная съёмка							

В 2013 г. на площадке «Грифон Иванова» были продолжены электроразведочные работы, начатые здесь в 2012 г. [10] и впервые выполнены сейсморазведочные и георадарные исследования. Сейсморазведочные исследования проведены на двух профилях длиной по 92 м и двух профилях длиной по 46 м (рис. 16). Шаг между сейсмоприемниками составлял 2 м.

Анализ геосейсмических разрезов с учётом данных по скважине № 2 [1] позволяет сделать вывод о субгоризонтальном слоистом залегании приповерхностной толщи отложений (рис. 2). Значения продольной скорости растут с глубиной, что отражает главным образом увеличение плотности грунтов с ростом геостатического давления. Хорошо прослеживается верхний скоростной слой (со скоростью продольных волн ≈ 500 м/с), который соответствует травертинам с разной степенью трещиноватости и водонасыщения (рис. 2).

Отложение травертинов происходило на субстрате, представленном ледниковыми и водно-ледниковыми отложениями, иногда представленными друзами (рис. 3*a*), местами со скоплениями валунов.

По данным георадиолокации максимальная глубина зондирования составила около двух метров. Из-за повышенной влажности травертинов глубина проникновения электромагнитной волны составила 100 нс (рис. 4). На участке «Грифон Иванова» в шурфах, сохранившихся со времени разведки Налычевского геотермального месторождения [1], хорошо видно, что толща травертинов сложена не менее чем тремя горизонтами травертинов различного возраста, разделённых угловыми несогласиями, межпластовыми трещинами и развивающимися по ним за счёт карстовых процессов субгоризонтальных зон разуплотнения травертинов.

В ходе выполнения электроразведочных работ методом вертикального электрического зондирования (ВЭЗ) получены зависимости кажущегося электрического сопротивления от эффективной глубины. Измерения выполнены в 24 пунктах по четырём субширотным профилям в продолжение работ



Рис. 2. Сейсмические разрезы по профилям 1-2, отработанных на термальной площадке «Грифон Иванова».



**Рис. 3.** Травертиновая друза (Фото: Е. С. Рылов) (*a*). Маслянистое пятно на термальной площадке «Вторая лужа» (Фото: М. А. Сизова) (б)

2012 г. [10] с шагом по профилю 20 м. По данным ВЭЗ определены основные геоэлектрические характеристики разреза до глубин порядка 50 м.

Верхний горизонт с удельным сопротивлением от 600 Ом м и больше, по соотношению мощностей и сопротивлений соответствует травертинам. Ниже, залегает низкоомный водонасыщенный горизонт, приуроченный, вероятно, к зоне высокой трещинноватости и карстообразования. На периферии площадки водонасыщенный горизонт может быть связан с песками водно-ледникового происхождения. Относительно высокоомный фундамент является водоупором и соответствует плотным ледниковым отложениям. В пределах термальной площадки кроме субгоризонтальных проницаемых зон по данным элекроразведочных работ можно выделить и субвертикальные зоны дробления травертинов (рис. 5).

**Термальная площадка «Котёл».** «Котёл» — обширная пологая травертиновая площадка. На её вершине располагается пересохшая воронка глубиной 1,5 м, прекратившая функционировать после проведённого бурения. До бурения эта воронка являлась основным источником излияния на дневную поверхность термальных вод в изучаемом районе [1].

В 2013 г. в пределах термальной площадки «Котёл» были выполнены опытные георадарные, сейсморазведочные и электроразведочные исследования. На радараграммах термальной площадки «Котёл» видны хорошо прогретые (или сильно обвод-

нённые) (рис. 4) участки, на которых электромагнитный сигнал не прослеживается [11].

На термальной площадке «Котёл» была проведена температурная съемка (рис. 6), которая показала приуроченность наиболее прогретых участков к многочисленным воронкам, широко развитым в пределах этой площадки.

**Термальная площадка «Вторая лужа».** На термальной площадке «Вторая лужа», представляющей собой зону разгрузки стока термальных вод в долине реки Горячая (местный базис эрозии), отложения травертинов практически не происходит. Термальная площадка «Вторая лужа» целиком находится в области распространения отрицательного аномального магнитного поля, которое изменяется от -76,5 до -147,6 нТл. Величина экспозиционной дозы  $\gamma$ -излучения изменяется в диапазоне от 3,5 до 5 мкР/ч, а величина магнитной восприимчивости —  $(0,09 - 4,44) \cdot 10^{-3}$  ед. СИ. В восточной части полигона отмечена хорошая корреляция всех трёх измеренных величин (рис. 7).

Во время проведения исследований на термальной площадке «Вторая лужа» были обнаружены большие маслянистые пятна, характерные для разлива нефтепродуктов на воде (рис. 3б). Выполненный лабораторный анализ содержания нефтепродуктов показал высокие содержания их в отобранной в этом месте пробе воды (0,78 г/л). На следующий день аналогичные пятна были обнаружены



Рис. 4. Радораграммы по профилям на площадках «Грифон Иванова» и «Котёл».



Рис. 5. Разрез удельных сопротивлений на площадке «Грифон Иванова» по профилю 0/8-10/8.

в русле ручья Котельного возле термальной площадки «Котёл» (содержание нефтепродуктов в воде —  $0,45 \, \mathrm{r/n}$ ). Охранный режим территории природного парка исключает наличие источников техногенного загрязнения нефтепродуктами. На этой же территории в ряде проб почвенного воздуха были определены повышенные содержания метана (до  $n \times 10^{-1}$ при фоновых значениях  $n \times 10^{-4}$  об. %). Полученные результаты дают основание поставить вопрос о возможной нефтеперспективноси центральной части Природного парка «Налычево».

**Травертиновая площадка «Медвежья тундра».** В отличие от площадок «Грифон Иванова» и «Котёл», которые расположены непосредственно над крупным термопроводящим разрывным нарушением, на травертиновой площадке «Медвежья тундра» отсутствуют признаки разгрузки современных термаль-

ных источников. В хорошо сохранившемся шурфе, пройденном при проведении предшествующих геологоразведочных работ, видно, что разрез травертинов здесь несколько отличается от разреза активных травертиновых куполов. На этом участке слои травертинов с первичным залеганием чередуются со слоями переотложенных травертинов с признаками их гравитационного смещения по склону, а на глубине около 1 м в разрезе начинают встречаться прослойки переотложенных травертиновых песков.

Геофизические работы были выполнены на этой площадке по регулярной сети 10×10 м с одной базовой точки (рис. 8). Здесь, впервые, начиная с 2010 г., одновременно был выполнен наиболее полный комплекс геофизических исследований, применяемых



**Рис. 6.** Карта распределения температур на площадке «Котёл».

при изучении термальных площадок в пределах Природного парка «Налычево».

Отработанный полигон целиком находится в области распространения отрицательного аномального магнитного поля  $\Delta T_a$ , которое изменяется в диапазоне от -94,5 до -165,5 нТл. Магнитная восприимчивость в пределах полигона изменяется в диапазоне  $(0,1-9,1)\cdot 10^{-3}$  СИ. Величина экспозиционной дозы  $\gamma$ -съёмки — в диапазоне от 4,5 до 6 мкР/ч. В распределении естественного электрического потенциала выявлена положительная аномалия, которая наилучшим образом коррелирует с данными каппаметрии (рис. 8).

На этой площадке отработаны два сейсмических профиля с шагом между сейсмоприемниками 2 м. Первый профиль (92 м) проходит с 3 на В. Второй профиль (46 м) расположен вкрест первому. Анализируя полученные геосейсмические разрезы (рис. 9) можно сказать, что наименьшие значения скорости распространения продольных волн (300–1000 м/с) имеют породы с разной степенью водонасыщения, которые представлены травертином перекрытым почвенно-растительным слоем. Наибольшие значения скорости распространения волн отвечают плотным ледниковым отложениям.

#### Образовательная деятельность

Во время проведения Молодежного научно-исследовательского лагеря «Геофизик-13» большое внимание уделялось подготовке студентов, выпускников и аспирантов КамГУ им. Витуса Беринга к самостоятельной исследовательской работе в условиях проведения полевых работ.

Освоение методов полевых исследований, практическая работа в экспедиции дали возможность молодежи участвовать в формировании фактологической базы современной науки, что позволило им в той, или иной степени определить направления самостоятельной научной и практической деятельности.

Вместе с тем, полевые исследования позволили молодым исследователям овладеть не только комплексом специальных теоретических знаний и практических компетенций в соответствии с избранной специальностью, но и научиться быстро адаптироваться к новым условиям жизни, быть своего рода профессионалами коммуникации, способными находить общий язык с представителями любых социальных групп: профессиональных, возрастных, статусных.

Во время проведения лагеря особое внимание уделялось организации деятельности, направленной на установление контактов равного статуса; включение в совместную деятельность при наличии экстраординарной цели; безоценочное принятие каждого члена экспедиции как уникальной личности; создание атмосферы позитивного интереса к индивидуальным различиям при акцентировании общечеловеческих ценностей.

В ходе проведения лагеря применялись программы общекультурного тренинга, направленного на осознание самого себя индивидуальностью и представителем группы, было организовано воздействие на участников с целью формирования позитивной социальной идентичности через методы активного социально-психологического обучения. Технология работы с участниками молодёжного лагеря включала упражнения с сюжетно-ролевыми играми, инсценировками, групповыми дискуссиями.

## Выводы

В 2013 г. были уточнены и существенно дополнены результаты геофизических исследований, выполненных в пределах Налычевской геотермальной системы в 2010 и 2012 гг. [2, 7–10, 12–14]. Впервые на исследуемой территории выполнены сейсморазведочные и георадарные работы.

Термальная площадка «Грифон Иванова» явилась эталонным объектом для выбора оптимального комплекса геофизических исследований локальных термальных площадок центральной части Природного парка «Налычево».

Термальная площадка «Медвежья тундра» выбрана, наряду с Краеведческими и Таловскими источниками в качестве перспективных объектов для дальнейших исследований.

Особого внимания заслуживают возможность изучения перспективы нефтегазоносности Налычевской долины.

Изученные термальные и травертиновые площадки Налычевской гидротермальной системы представляют собой легкодоступные объекты для различных 4D съёмок, которые интенсивно развиваются в настоящее время в гидротермальных районах [15–16].

Студенты, выпускники и аспиранты КамГУ им. Витуса Беринга получили профессиональные



**Рис. 7.** Карты изменений аномального магнитного поля Δ*T*<sub>a</sub> (*a*), магнитной восприимчивости (б) и экспозиционной дозы γ-съёмки (*в*) на термальной площадке «Вторая лужа».



**Рис. 8.** Карты изолиний распределения геофизических полей на травертиновой площадке «Медвежья тундра»: аномального магнитного поля  $\Delta T_a$  (*a*), магнитной восприимчивости (б), распределения естественного электрического потенциала (*в*), экспозиционной дозы  $\gamma$ -излучения (*г*).

навыки в организации, технике и методике проведения полевых комплексных геолого-геофизических исследований на локальных геологических объектах. Проведение лагеря явилось естественным полигоном для развития не только профессиональных навыков, но и личностной зрелости молодых исследователей и способствовало установлению адекватных связей между его участниками.

Работы выполнены в рамках научно-исследовательского лагеря-экспедиции «Геофизик-13» при

поддержке Камчатского государственного университета им. Витуса Беринга в рамках программы стратегического развития ФГБОУ ВПО «КамГУ им. Витуса Беринга» на 2012–2016 гг. и гранта РФФИ № 12-05-31419-мол. Аналитические работы по определению нефтепродуктов в воде, химическому анализу вод и газового состава почвенного воздуха, а также частичное финансирования проведения школы выполнялись при финансовой поддержке проекта «Развитие методов прогноза, поиски и оценка нетра-



Рис. 9. Сейсмические разрезы по профилям 1-2 термальной площадки «Медвежья тундра».

диционных видов энергетических ресурсов Камчат- 9. Рашидов В.А., Фирстов П.П., Делемень И.Ф. Молоского края» в рамках Программы стратегического развития ФГБОУ «Камчатский государственный университет имени Витуса Беринга» на 2012-2016 гг., выполняемой по государственному заданию Министерства образования и науки РФ на выполнение работ.

## Список литературы

- 1. Масуренков Ю.П., Комкова Л.А. Геодинамика и рудопроявление в купольно-кольцевой структуре вулканического пояса. М.: Наука, 1978. 273 с.
- 2. Мельникова А.В., Рылов Е.С. Комплексные геофизи- 11. ческие исследования локальных термальных объектов Юго-Восточной Камчатки // XIII Уральская молодежная научная школа по геофизике. Сборник докладов. Екатеринбург: ИГф УрО РАН, 2012. С. 134-136.
- Мельникова А. В., Рылов Е.С., Шульженкова В. Н., 3 Берсенева Н.Ю. Комплексные геофизические исследования в районе скважины ГК-5 (Карымшинская геотермальная система) // Матер. IX региональной молодёжной конференции «Исследования в области наук о Земле». 1-2 декабря 2011 г. Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН, 2011. С. 185-201.
- 4. Набоко С. И., Луговая И. П., Загнитко В. Н. Изотопный состав кислорода и углерода в современных 14. травертинах и гейзеритах Камчатки // Минералогический журнал. 1999. Вып. 21. № 5/6.С. 33-39.
- 5. Новограбленов П. Т. Налычевские и Краеведческие горячие ключи на Камчатке беседы по теоретическим основам и практическому применению комплексных геолого-геофизических // Известия русского географического общества. 1929. С. 285-297.
- Пийп Б. И. Термальные ключи Камчатки. М.-Л.: Изд-во Академии наук СССР, 1937. С. 268.
- 7. Рашидов В.А., Мельникова А.В. Геомагнитные исследования термальной площадки «Котёл» (Налычевская гидротермальная система, Камчатка // Вопросы теории и практики геологической интерпретации геофизических полей: Материалы 38-й сессии Международного научного семинара имени Успенского Д. Г., Пермь, 24-28 января 2011 г. Пермь: ГИ УрО РАН, 2011. C.254-256.
- 8. Рашидов В. А., Фирстов П. П. Молодёжные научно-исследовательские лагеря «Геофизик-10» и «Геофизик-12» в природном парке «Налычево» (Камчатка) // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. №2. Вып. 20. С. 208-213.

- дёжные научно-исследовательские лагеря «Геофизик» в Природном парке «Налычево» (Камчатка) // Материалы II Школы — семинара «Гординские чтения» Москва, 21-23 ноября 2012 г. М.: ИФЗ РАН, 2012. C. 173-178.
- 10. Рашидов В.А., Федорченко И.А., Делемень И.Ф. и др. Изучение термальных площадок Налычевской гидротермальной системы летом 2012 г. // Материалы региональной конференции «Вулканизм и связанные с ним процессы», посвящённой Дню вулканолога, 29-30 марта 2012 г. Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН, 2013. С. 187–198.
- Старовойтов А.В. Интерпретация данных георадиолокационных наблюдений. М.: МГУ, 2008. 192 с.
- 12.Фирстов П.П., Рашидов В.А., Мельникова А.В. и др. Ядерно-геофизические исследования в Природном парке «Налычево» (Камчатка // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2011. №1. Вып. 17. С. 231-240.
- 13 Фирстов П. П., Рашидов В.А., Мельникова А.В. и др. Комплексные геофизические исследования в Природном парке «Налычево» (Камчатка) в 2010 г. // Материалы региональной конференции, «Вулканизм и связанные с ним процессы», посвящённой Дню вулканолога, 30 марта — 1 апреля 2011 г. — Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН, 2011. С. 112-116.
- Firstov P. P., Rashidov V. A., Melnikova A. V., Shulzhenkova V.N. Geomagnetic and nucleargeophysical investigations of thermal travertine areas in the Nalychevo hydrothermal system, Kamchatka // 7th on Japan-Kamchatka-Alaska biennual workshop subduction processes: Mitigating risk through international volcano, earthquake, and tsunami science, JKASP-2011. Petropavlovsk-Kamchatskiy: IVIS DVO RAN. P. 294-297.
- 15. Glyn W.-J., Rymer H., Mauri G. et al. Toward continuous 4D microgravity monitoring of volcanoes // Geophysics. 2008. Vol. 73. №6. P. WA19-WA28.
- 16. Sugihara M., Ishido T. Geothermal reservoir monitoring with a combination of absolute and relative gravimetry // Geophysics. 2008. Vol. 73. №6. P. WA37-WA47.



УДК 557.341

С. А. Федотов<sup>1,2</sup>, А. В. Соломатин<sup>1</sup>

 Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, г. Петропавловск-Камчатский e-mail: fedotov@kscnet.ru, alf55@mail.ru
Институт физики Земли РАН, 123 810 Москва, Б. Грузинская ул., 10, e-mail: karetn@list.ru

# Долгосрочный сейсмический прогноз для Курило-Камчатской дуги на IX 2013–VIII 2018 гг.; характер сейсмичности в предшествующее пятилетие

В 2012–2013 гг. продолжались работы по долгосрочному прогнозу сильнейших землетрясений Курило-Камчатской дуги методом, основанным на закономерностях сейсмических брешей и сейсмического цикла, и успешно применяемым в данном регионе на протяжении почти полувека.

## Введение

В главной части работы приведены самые необходимые сведения об основах метода: его теоретических положениях и апробированных методиках, а также приведён сейсмический прогноз на период IX 2013-III 2018 гг. для сейсмогенной зоны Курило-Камчатской дуги. Для 20 её участков предсказаны стадии сейсмического цикла, нормированная характеристика числа слабых землетрясений ( $A_{10}$ ), магнитуды землетрясений средней силы, ожидаемых с вероятностями 0,8, 0,5 и 0,15, максимальные возможные магнитуды и вероятности возникновения сильнейших землетрясений с  $M \ge 7,7$ .

В качестве важного дополнения в работе рассмотрены особенности сейсмического процесса исследуемого региона в 2008–2013 гг.

Полученные результаты в целом подтверждают высокую сейсмическую опасность в районе г. Петропавловск-Камчатский и полную необходимость продолжения и увеличения проводимых в нём работ по сейсмоукреплению и сейсмобезопасности.

## Основы используемого метода долгосрочного сейсмического прогноза и прогнозируемые величины

Ниже даны краткие сведения, необходимые для понимания приведённых долгосрочных сейсмических прогнозов. Полное изложение основ метода, используемых закономерностей и параметров приведено в [7, 8, 10, 12–16].

В основе метода долгосрочного сейсмического прогноза (ДСП) С. А. Федотова в его современном виде лежит ряд следующих базовых положений [10]:

 сейсмогенная зона Курило-Камчатской островной дуги является в первом приближении однородной структурой;  – существует класс сильнейших землетрясений (с *M* ≥ 7,7 для Курило-Камчатской островной дуги), чьи очаги имеют тенденцию не перекрываться;

– процесс развития очагов сильнейших землетрясений Курило-Камчатской островной дуги и Северо-Восточной Японии представляет собой сейсический цикл с периодом  $T_1 = 140 \pm 60$ лет или  $T_2 = 120 \pm 50$ лет.

Выделяются следующие стадии сейсмического цикла [7, 8, 10, 14, 18, 20]:

 – І, афтершоковая, стадия (около 15 лет) отражает процесс стабилизации сейсмического процесса после возмущения в сейсмоактивной среде, вызванного сильнейшим землетрясением;

 – II стадия (около 60–100 лет) отражает процесс стабильного накопления сейсмической энергии и формирования нового очага землетрясения;

– места, в которых сильнейших землетрясений не было более 80 лет, относятся к сейсмическим брешам и считаются наиболее вероятными местами следующих таких землетрясений; это — Ш, форшоковая, стадия длительностью около 15 лет.

Многолетние исследования хода сейсмического процесса в очагах сильнейших землетрясений Курило-Камчатской сейсмогенной зоны и её продолжения в Северо-Восточной Японии показали, что при усреднении по сейсмогенным участкам порядка размеров очагов сильнейших землетрясений (100–200 км) и временным интервалам порядка их повторяемости в исследуемом регионе (5 лет и более) интенсивность сейсмического процесса в очаге готовящегося землетрясения проявляет в среднем тенденцию к росту [3, 8, 10, 14, 20]. Такая активизация используется для построения количественных оценок сейсмической опасности [10, 16 и мн. др.].

Для определения наиболее вероятных мест следующих сильнейших землетрясений активная полоса сейсмогенной зоны Курило-Камчатской островной дуги с глубинами гипоцентров землетрясений 0-80 км, имеющая длину 2100 км и ширину 100 км, делится в среднем на 20 участков. Для этих участков за предшествующие 5 лет определяется следующая группа параметров:

– сейсмическая активность  $A_{10}(t) \left\lfloor \frac{1}{\text{год} \cdot 10^3 \text{ км}^2} \right\rfloor$  – нормированное число землетрясений энергетического класса [9]  $K_S = 10, M = 3.6$ ;

– относительная величина сброшенной сейсмической энергии  $D(t) = E_2(t)/E_1$ , где  $E_2(t) \left[\frac{\exists \pi}{\operatorname{год} \cdot 10^3 \, \mathrm{кm}^2}\right]$  – текущая нормированная величина сейсмической энергии в пределах конкретного участка, а  $E_1(t) = 8,82 \cdot 10^{13} \left[\frac{\exists \pi}{\operatorname{год} \cdot 10^3 \, \mathrm{кm}^2}\right]$  – аналогичная величина, усреднённая по всей Курило-Камчатской сейсмогенной зоны в наиболее активной её части за весь период наблюдений.

Для уточнения прогноза используется также параметр  $A_{11}\left[\frac{1}{\text{год}\cdot 10^3 \text{ км}^2}\right]$ , аналогичный параметру  $A_{10}$ , но определяемый землетрясениями средней силы  $(K_S \sim 11-12, M \sim 4-5)$  за более продолжительные интервалы времени (10–15 лет).

Для указанных участков строятся прогнозы следующих параметров [12–16, 18]:

- стадий сейсмического цикла (I, II, III);

 вероятных мест следующих сильнейших землетрясений — сейсмических брешей, как участков, предположительно проходящих III стадию сейсмического цикла;

- значений сейсмической активности A<sub>10</sub>;

–  $M(P \sim 0.8, P \sim 0.5, P \sim 0.15)$  – магнитуд землетрясений средней силы, ожидающихся с вероятностями соответственно: 0.8, 0.5 и 0.15;

– MMAX — максимальных магнитуд ожидаемых землетрясений;

–  $P(M \ge 7,7)$  – вероятностей возникновения сильнейших землетрясений;

– относительной опасности сейсмических брешей.

В целом, прогнозы, составленные для Курило-Камчатской островной дуги по применяемому методу, выполнялись с вероятностью 0,8 – 0,9 [10–18, 21].

Пятилетние прогнозы для Курило-Камчатской островной дуги, обновляемые дважды в год, регистрируются в Совете Института вулканологии и сейсмологии (ИВиС) ДВО РАН и Камчатского филиала Геофизической службы (КФ ГС) РАН по прогнозу землетрясений и извержений вулканов и еженедельно передаются в сообщениях этого Совета в органы власти и заинтересованные организации.

Обновления прогноза производятся также в случае возникновения сильных землетрясений или при других значительных изменениях сейсмического процесса в изучаемом регионе. В последнем случае для уточнения сейсмической опасности проводится комплексная оценка изменений сейсмического процесса. Долгосрочные сейсмические прогнозы на основании представляемого метода, а также предупреждения и предложения на основе их результатов послужили обоснованием шести Распоряжений и Постановлений Совета Министров СССР (1986 и 1989 гг.), Совета Министров РСФСР (1987 г.) и Правительства Российской Федерации (1995 и 2001 гг.) о подготовке Камчатской области к сильным землетрясениям.

В 1990-2004 гг. на основании сделанных прогнозов и предупреждений в г. Петропавловске-Камчатском было проведено сейсмоусиление 144 домов, в них получили защиту 20 тысяч их жильцов, около 1/10 части населения города.

В 2009 г. Правительство РФ постановлением утвердило ФЦП «Повышение устойчивости жилых домов, основных объектов и систем жизнеобеспечения в сейсмических районах Российской Федерации на 2009–2018 годы» (Постановление № 365 от 23 апреля 2009 г.). Для её выполнения в Камчатском крае Постановлением Правительства РФ от 30 июля 2009 г. № 615 выделены 8,1 млрд рублей на 2009–2013 гг.

Для продолжения этих работ в 2013 г. Краевое Правительство приняло постановление о долгосрочной целевой программе «Повышение устойчивости жилых домов, основных объектов и систем жизнеобеспечения в Камчатском крае на 2013–2015 годы» (№ 72-П от 25 февраля 2013 г.). На её реализацию выделено 4,3 млрд рублей. Ожидаемый предотвращённый ущерб составляет 43 млрд руб.

В дополнение необходимо отметить, что представляемый метод сейсмического прогноза не является единственным, в том числе и для Курило-Камчатского региона. Среди основных результатов в этом отношении можно выделить работы [1, 2, 4–6, 23]. Более подробно этот вопрос рассмотрен в работе [15].

## Долгосрочный сейсмический прогноз для Курило-Камчатской дуги на IX 2013–VIII 2018 гг. (зарегистрирован 28 сентября 2013 г. в Совете ИВиС ДВО РАН и КФ ГС РАН по прогнозу землетрясений и извержений вулканов)

Прогноз составлен на следующие пять лет: XI 2013–VIII 2018 гг. в обновление предыдущего такого прогноза, составленного на IV 2013–III 2018 гг. Исходные данные взяты из региональных каталогов КФ и СФ ГС РАН<sup>1</sup>. Для анализа сейсмической обстановки на основе сильных землетрясений с  $M \ge 5$  в этом разделе и далее использовался каталог NEIC<sup>2</sup>. Результаты приведены на рис. 1 и в таблице.

При расчётах таблице использованы все три параметра:  $A_{10}$ , D и  $A_{11}$ . Данные этой таблицы являются наиболее взвешенными оценками прогнозируемой сейсмической опасности.

<sup>1</sup>ftp://ftp.gsras.ru

<sup>&</sup>lt;sup>2</sup>http://earthquake.usgs.gov



Рис. 1. Карта долгосрочного сейсмического прогноза на период IX 2013–VIII 2018 гг. для наиболее активной части сейсмогенной зоны Курило-Камчатской дуги, очагов сильнейших ( $M \ge 7,7$ ) курило-камчатских землетрясений 1902–2013 гг. и вероятностей возникновения неглубоких (H < 80 км) сильнейших землетрясений в IX 2013–VIII 2018 гг. в различных участках этой части сейсмогенной зоны.

Условные обозначения: 1 — номер прогнозного участка; 2 — инструментальные эпицентры главных толчков землетрясений с  $M \ge 7,7$ ; 3 — границы очагов землетрясений с  $M \ge 7,7$ , проведённые с точностью 10 км; 4 — участки тех же границ, проведённые с меньшей точностью; 5 — вероятные области очагов землетрясений 1904–1918 гг. с  $M \ge 7,7$ ; 6 — предполагаемая область очага 1841 г. в районе г. Петропавловск-Камчатский; 7 — эпицентры и предположительные области очагов глубоких (H > 300 км) сильнейших землетрясений с  $M \ge 7,7$ ; 9 — возможные места следующих таких землетрясений; 10 — границы участков прогноза; 11 — оси глубоководных желобов; 12 — ось вулканического пояса Курило-Камчатской дуги; 13 — граница очага землетрясения у Хоккайдо 25.IX 2003 г., M = 8,1; 14 — прогнозируемые вероятности землетрясений  $M \ge 7,7$  в IX 2013–VIII 2018 гг., (см. таблицу); 15 — область очага предсказанного землетрясения 15.XI 2006 г., M = 8,2; 16 — области очагов других землетрясений с  $M \ge 7,7$ , которые произошли после 1965 г. в предсказанных сейсмических брешах; 17 — эпицентры более слабых землетрясений, произошедших в период 1.I 2008–9.IX 2013 гг., представленные с маканем по интервалам глубин и магнитуд.

Средняя вероятность возникновения курило-камчатских землетрясений с  $M \ge 7,7$  в одном месте в течение 5 лет равна 3,6-4,2%.

Таблица 1. Долгосрочный сейсмический прогноз для Курило-Камчатской дуги на IX 2013-VIII 2018 гг. (H ≤ 80 км), полученный с использованием параметров A₁₀, D, A₁₁

							S			d L	огноз	на IX	2013 -	– VIII 2018 rr			
к				данны Данны IX 2008	IM 200	3-2013 2013 r.		A <sub>10</sub> (P	~0.7)					c		BEHIDO	KBULKO
отобру	А, км	Район	<b>гид</b> бтЭ	(₀⊦A)q= <sub>r</sub> q	P2=P(D)	P₃¹¹=P(A₁₁)	= 8( <sup>s</sup> 4* <sup>s</sup> 4* <sup>1</sup> )	٥rÅ	ντ₁Λ	8'0~d	9'0~d	۶۱,0~q	XAMM	%(7,7∠M)9			dag guaangadara
-	0 - 100	Мыс Сириха - п-ов Немуро	≡	0,62	0,89	0,53	0,29	1,2 - 3	0,8 - 4,5	6,0	6,5	7,0	7,8	7,1	(6,6)	6-7	(2)
2	100 – 200	П-ов Немуро - о-в Зелёный	=					1,2	0,8 - 1,9	5,8	6,3	6,8		0,8	(0,8)		
3а	200 – 300	О-в Шикотан, Ю-В	=					1,2	0,8 - 1,9	5,7	6,2	6,7		1,0	(1,0)		
36	200 – 300	О-в Шикотан, С-3	=					1,2	0,8 - 1,9	5,7	6,2	6,7		0,4	(0,4)		
4	300 – 450	О-в Итуруп	=					1,2	0,8 - 1,9	5,9	6,4	6,9		2,0	(2,0)		
5	450 - 600	Пролив фриза - о-в Уруп	=					1,2	0,8 - 1,9	5,9	6,4	6,9		1,7	(1,7)		
9	600 - 750	Мыс Кастрикум - пр. Буссоль	i≡;	0,79	0,45	0,69	0,25	1,2 - 3	0,8 - 4,5	6,0	6,5	7,0	8,0	.ر 11,3?	(11,5?)	4?	(4?)
7	750 – 950	О-в Симушир - пр. Крузенштерна	_					7,5→2,6	1,2 - 2,7	6,2	6,7	7,2		0,5	(0,5)		
8	950 - 1100	О-в Шиашкотан	ćIII	0,62	0,23	0,76	0,11	1,2 - 3	0,8 - 4,5	6,0	6,5	7,0	8,0	13,3?	(13,5?)	2-3?	(2?)
6	1100 - 1200	О-в Онекотан - пр. 3-й Курильский	≡	0,33	0,04	0,53	0,01	1,2 - 3	0,8 - 4,5	6,0	6,4	7,0	7,9	6'6	(9,6)	5	(2)
10	1200 - 1350	О-в Парамушир - мыс Лопатка	=					1,2	0,8 - 1,9	5,9	6,4	6,9		2,4	(2,4)		
11a	1350 - 1550	Юг Камчатки, Ю-В	=					0,8	0,6 - 1,1	5,8	6,3	6,8		( 3,2	(3,2)		
116	1350 - 1550	Юг Камчатки, С-З	≡	0,53	0,01	0,21	0,002	1,3 – 3	0,8 - 4,5	6,0	6,5	7,0	8,0	19,9	(19,3)	٦	(1)
12a	1550 - 1700	Зал. Авачинский - п-ов Шипунский, Ю-В	=					1,2	0,8 - 1,9	5,7	6,2	6,7		2,4	(2,4)		
126	1550 - 1700	Зал. Авачинский - п-ов Шипунский, С-3	II	0,70	0,89	0,17	0,11	1,2 – 3	0,8 - 4,5	5,9	6,4	6,9	8,0	13,3	(12,9)	2-3	(3)
13a	1700 - 1850	Залив Кроноцкий, Ю-В	ill?	0,997	0,996	0,92	0,92	1,2 – 3	0,8 - 4,5	5,9	6,4	6,9	8,0	1,2	(1,9)	8	(8)
136	1700 - 1850	Залив Кроноцкий, С-З	=					1,2	0,8 - 1,9	5,9	6,4	6,9		2,0	(2,0)		
14	1850 - 1950	П-ов Кроноцкий	=					1,2	0,8 - 1,9	5,8	6,3	6,8		0,3	(0,3)		
15	1950 - 2050	Залив Камчатский	ćIII	0,67	0,86	0,55	0,32	1,2 - 3	0,8 - 4,5	6,0	6,5	7,0	7,9	6,8	(7,5)	6-7	(9)
16	2050 - 2100	П-ов Камчатский	=					0,8	0,6 - 1,1	5,7	6,2	6,7		0,5	(0,5)		
	Оценка кр	итических значений вероятностей		0,062	0,308	0,354	0,007							Σ = 10	0,0		
Прим Сейст	1ечание, Да иического п	ны прогнозы восьми характеристик се икпа Инлексом III отмечены те участ	йСМИЧ ТКИ В	НОСТИ КОТОРІ	Ha IX	2013-'	VIII 20	18 Г. Д	ПЯ BCeX	20 yu	action	адуп	A yka	3blBaЮTCA I	вероятнь	е ста, ет и	ИИГ

значительна вероятность прихода заключительной, III стадии сейсмического цикла. Знаками вопроса отмечены те из участков, в которых вероятность такого события меньше, 1-В – параметр, показывающий относительную опасность "сейсмических брешей"; А<sub>10</sub> – сейсмическая активность; Р ~ 0,8, 0,5, 0,15 – вероятности землетрясений с M = 5,7-7,2; М<sub>мАХ</sub> – максимальная возможная магнитуда; Р(M ≥ 7,7) – прогнозируемые вероятности сильнейших землетрясений. Значения вероятности Р(M ≥ 7,7) в скобках соответствуют их величинам на IV 2013-III 2018 гг. Средняя долговременная величина Р(M ≥ 7,7) = 3,6-4,2%. Основные результаты долгосрочного сейсмического прогноза на IX 2013-VIII 2018 гг. (рис. 1, таблице), заключаются в следующем.

Наиболее вероятными местами следующих сильнейших землетрясений с  $M \ge 7,7$  на период IX 2013–VIII 2018 гг. остаются участки, расположенные в районе г. Петропавловск-Камчатский и Южной Камчатки:

– для Южной Камчатки (участок 116, рис. 1) вероятность землетрясения с  $M \ge 7,7$ , имеющего силу до 8 баллов в г. Петропавловск-Камчатский, равна 19,9%;

 – для Авачинского залива (участок 126, рис. 1) вероятность такого же землетрясения, но силой до 9 баллов равна 13,3%.

Суммарная вероятность возникновения землетрясений с  $M \ge 7.7$ , имеющих силу 8–9 баллов в г. Петропавловск-Камчатский, на ближайшие пять лет в этих двух участках 116, 126, образующих сейсмическую брешь длиной 350 км, равна 33,2%.

Землетрясения, имеющие силу 7–8 баллов в г. Петропавловск-Камчатский, могут также произойти в участках 11*a*, 12*a*, 13*a*, 13б, рис. 1.

Таким образом, суммарная вероятность землетрясений с  $M \ge 7,7$  в участках 11а, 11б, 12а, 12б, 13а, 13б, которые могут иметь силу 7–9 баллов в г. Петропавловск-Камчатский, может достигать 42,0% в период времени IX 2013–VIII 2018 гг. При этом вероятность возникновения в этот период времени в г. Петропавловск-Камчатский землетрясения силой 9 баллов равняется 13,3%.

Повышена также сейсмическая опасность в районе залива Камчатский (участок 15, рис. 1, таблице); вероятность сильнейшего землетрясения в данном районе на следующие 5 лет оценивается величиной 6,8%.

В курильской части исследуемого региона высока сейсмическая опасность в районе Средних Курильских о-вов (6, 8 и 9 участки, рис. 1). Общая вероятность сильнейшего землетрясения здесь равна 34,5%, а наибольшая активность наблюдается в участках 6 и 8, в которых находятся концы главных разрывов Средне-Курильского, Симуширского землетрясения 15. IX 2006 г., M = 8, 2. Значение вероятности сильнейшего землетрясения в 8 участке на период IX 2013-VIII 2018 гг. оценивается величиной 13,3? %, а в 6 участке — 11,3? % (знак вопроса для участков 6 и 8 поставлен потому, что уровень сейсмичности здесь может быть завышен влиянием продолжающегося роя афтершоков Симуширского землетрясения 15.XI 2006 г., M = 8,2). В то же время она может объясняться откликами на сильнейшее глубокое землетрясение 14.VIII 2012 г.,  $M_{\rm w}=7.7$ , произошедшее у восточного побережья о. Сахалин, рис. 1. Подобная взаимосвязь с глубокими землетрясениями рассматривалась в [22 и др.].

Участок 1 возле п-ова Немуро (рис. 1, таблице) является шестым-седьмым по степени опасности, для него  $P(M \ge 7,7) = 7,1\%$ .

В остальных участках вероятность возникновения сильнейших землетрясений равна средней (3,6-4,2%) или существенно, до 10-15 раз, ниже её.

Основным отличием результатов данного прогноза от предыдущего является дальнейшая активизация сейсмичности в районе Авачинского залива и Южной Камчатки, а также ослабление влияния афтершокового процесса Кроноцкого землетрясения 5.XII 1997 г., M = 7,8 (рис. 1, участки 13 и 14), на расчёты активности в участке 13*а* сейсмогенной зоны.

Таким образом, Камчатский сегмент сейсмогенной зоны в целом, и особенно район Южная Камчатка — Авачинский залив, вблизи которого расположен г. Петропавловск-Камчатский, по-прежнему остаются наиболее сейсмически опасным участком всей Курило-Камчатской дуги.

На высокую сейсмическую опасность этого района указывает повышенные значения сейсмичности в нём и на Северных Курильских о-вах — предполагаемом краю будущего разлома, а также влияние на сейсмическую активность в Авачинском заливе (12 участок) гигантского землетрясения в районе Тохоку, Северо-Восточная Япония, 11.Ш 2011 г.,  $M_{\rm w} = 9$  [16].

Наиболее сильные рои землетрясений с M = 6,4-6,9 в течение последнего полугодия произошли 28.II–29.III 2013 г. в участках 10–11 вблизи мыса Лопатка на южной оконечности Камчатки и 18–24.V 2013 г. в участке 12 напротив Авачинского залива. Второй рой предварял сильнейшее глубокое землетрясение под Охотским морем 24.V 2013 г., M = 8,3, H = 609 км. Эти два роя могут оказаться вблизи концов разрыва будущего сильнейшего землетрясения, заполняющего сейсмическую брешь в участках 116 и 126, рис. 1. Развитие сейсмического процесса Курило-Камчатской сейсмогенной зоны в период 2008–2013 гг. рассматривается далее.

## Особенности сейсмической активности Курило-Камчатской дуги в предыдущий пятилетний период

В предыдущее годы в Курило-Камчатской дуге, под Охотским морем и в Северо-Восточной Японии произошёл ряд примечательных сильнейших землетрясений.

Первым в цепочке этих событий выделяется землетрясение 25. IX 2003 г.  $M=8,1~(M_{\rm w}=8,3),$  произошедшее возле о. Хоккайдо.

20. V 2006 г. в относительно малосейсмичной области Корякского нагорья произошло землетря сение с  $M_{\rm w} = 7.6$ .

Через полгода 15.XI 2006 г. и 13.I 2007 г. в районе Средних Курильских островов, в районе, отличающемся за всю историю наблюдений относительно малым количеством сильнейших землетрясений произошла примечательная пара сильнейших Симуширских землетрясений M = 8,2 и M = 8,1 [13]. С.А. Федотов, А.В. Соломатин



**Рис. 2.** Карта Курило-Камчатской сейсмогенной зоны с разбиением на участки прогноза с указанием положения очагов сильнейших ( $M \ge 7,7$ ) курило-камчатских землетрясений 1841–2013 гг., а также эпицентров более слабых землетрясений ( $M \ge 5$ ) 2008–2013 гг. и их роев.

Условные обозначения:

(а): 1 — оси глубоководных желобов; 2 — ось вулканического пояса Курило-Камчатской дуги; 3 — границы участков прогноза и их номера; 4 — инструментальные эпицентры главных толчков землетрясений с  $M \ge 7,7$ ; 5 — границы очагов неглубоких (H < 80 км) землетрясений с  $M \ge 7,7$ , проведённые с точностью 10 км; 6 — участки тех же границ, проведённые с меньшей точностью; 7 — граница очага землетрясения у о. Хоккайдо 25.IX 2003 г.,  $M_w = 8,3$ ; 8 — вероятные области очагов неглубоких землетрясений 1904–1918 гг. с  $M \ge 7,7$ ; 9 — предполагаемая область очага 1841 г.; 10 — наиболее вероятные места следующих неглубоких землетрясений с  $M \ge 7,7$ ; 11 — возможные места следующих таких землетрясений; 12 — предполагаемые границы областей очагов глубоких землетрясений с  $M \ge 7,7$  1902, 1950, 2008, 2012 и 2013 гг. и положение их главных афтершоков; 13 — эпицентры более слабых ( $M \ge 5$ ) землетрясений, произошедших в период 1.I 2008–9.IX 2013 гг., представленные с разбиением по интервалам глубин и магнитуд; 14 — уровни параметра  $A_{10}$ :  $a, A_{10} \ge \bar{A}_{10} = 1,15$ ;  $6, A_{10} \ge \bar{A}_{10} + \sigma = 1,74$ . (б): увеличенный фрагмент карты (a), обозначения те же.

Крупнейшее катастрофическое землетрясение Тохоку с M = 8,9 ( $M_w = 9$ ) произошло 11.Ш 2011 г. у о. Хонсю. Его очаг заполнил гигантскую сейсмическую брешь, ранее выделенную в этом районе [16].

И, наконец, весьма примечательной является серия глубинных ( $H \sim 600$  км) землетрясений под Охотским морем: 5.VII 2008 г.,  $M_{\rm w} = 7.7$ , 14.VIII 2012 г.,  $M_{\rm w} = 7.7$  и сильнейшее среди известных таких землетрясений, Охотское 24.V 2013 г. Такая серия является уникальной, т. к. известно только два предыдущих подобных землетрясения в этом районе: 11.VI 1902 г., M = 8, H = 600 км и 28.II 1950 г., M = 7.8, H = 340 км.

В связи с подобными сильнейшими проявлениями активизации сейсмичности Курило-Камчатского региона важно детальнее рассмотреть развитие сейсмического процесса. В данной работе рассмотрен предшествующий 5-летний период: 2008–2013 гг.

На рис. 2 представлены эпицентры землетрясений с  $M \ge 5$ , произошедших в период 1.1 2008– 9.IX 2013 гг. с разбиением по интервалам глубин и магнитуд, а также изолинии параметра  $A_{10}$  за этот период. Эти данные дополняют приведённый долгосрочный сейсмический прогноз, указывая границы наиболее вероятных областей следующих сильнейших землетрясений региона:

 – участок 12 – Авачинский залив, северная часть очага Камчатского землетрясения 1952 г.; здесь отмечается наибольшая сейсмическая активность, указывающая на вероятную северную границу следующего сильнейшего землетрясения;

 участок 9 — южная часть очага Камчатского землетрясения 1952 г.; здесь потенциально может располагаться его южная граница.

Активизации на границах 6 участка в области очагов пары землетрясений 1918 г. (рис. 2) также могут отмечать северную и южную границы следующего сильнейшего землетрясения в этой области.

Участок 8, очаг землетрясения 1915 г., также относится к числу наиболее вероятных мест следующего сильнейшего землетрясения, однако, повышенная сейсмическая активность в нём может объясняться также перераспределением напряжений после Симуширских землетрясений 2006–2007 гг. (рис. 2).

Ещё менее вероятны следующие сильнейшие землетрясения в участках 1 и 15.

#### Выводы

В соответствии с долгосрочным сейсмическим прогнозом по представляемому методу на следующие пять лет, IX 2013–VIII 2018 гг., по-прежнему сохраняется очень высокая сейсмическая опасность в районе г. Петропавловск-Камчатский, где вероятность возникновения разрушительного землетрясения силой 7–9 баллов в эти годы достигает 42,0%. Вероятность того, что такое землетрясение будет иметь силу 9 баллов в г. Петропавловск-Камчатский и катастрофические последствия по полученным оценкам равна 13,3%. Высокую сейсмическую опасность в этом районе отражает также детальное изучение распределения сейсмичности за предшествующее пятилетие. В районе Авачинского залива отмечена наибольшая её плотность, вероятнее всего свидетельствующая об интенсивном формировании в этом районе границы будущего разрыва. Учитывая значительную накопленную в Камчатском участке сейсмическую энергию, эквивалентную землетрясению с M = 8,5 [15], можно утверждать, что потенциально очаг такого землетрясения способен охватить область как минимум от м. Лопатка на юге до м. Шипунский на севере.

Таким образом, на основе всей представленной совокупности данных можно утверждать о необходимости неотложных мер по сейсмобезопасности, повышению устойчивости жилых домов, основных объектов и систем жизнеобеспечения в Камчатском крае. Для сокращения и предотвращения грозящих тяжёлых потерь населения в г. Петропавловск-Камчатский ежегодно должно существенно возрастать количество граждан, живущих в сейсмоустойчивых домах.

Исследования велись по программе фундаментальных исследований Президиума РАН, проект ДВО РАН № 09-І-П16-06 долгосрочный сейсмический прогноз для Курило-Камчатской дуги: продолжение прогноза, обоснование мер по повышению сейсмостойкости, развитие метода и применение в других регионах мира.

#### Список литературы

- Кейлис-Борок В. И., Кособоков В.Г. Периоды повышенной вероятности возникновения для сильнейших землетрясений мира / Математические методы в сейсмологии и геодинамике. М.: Наука, 1986. С. 48–58.
- Кособоков В. Г. Прогноз землетрясений: основы, реализация, перспективы / Прогноз землетрясений и геодинамические процессы. М.: ГЕОС, 2005. 175 с. (Прогноз землетрясений и геодинамические процессы. Вычислительная сейсмология, Выпуск 36, часть I).
- Родкин М. В. Сейсмический режим в обобщенной окрестности сильного землетрясения // Вулканология и сейсмология. 2008. № 6. С. 66–77.
- Соболев Г.А. Стадии подготовки сильных камчатских землетрясений // Вулканология и сейсмология. 1999. № 4-5. С. 63-72.
- Соболев Г.А. Динамика современной сейсмичности Курило-Камчатский сейсмоактивной зоны // Вулканология и сейсмология. 2010. № 6. С. 3–14.
- Соболев Г. А., Завъялов А. Д. О концентрационном критерии сейсмогенных разрывов // ДАН СССР. 1980. Том. 252. № 1. С. 69–71.
- Федотов С. А. О закономерностях распределения сильных землетрясений Камчатки, Курильских островов и северо-восточной Японии // Труды Института Физики Земли АН СССР. № 36 (203). М: Наука, 1965. С. 66–93.
- Федотов С.А. О сейсмическом цикле, возможности количественного сейсмического районирования и долгосрочном сейсмическом прогнозе // Сейсмическое районирование СССР. М.: Наука, 1968. С. 121–150.

- 9. Федотов С.А. Энергетическая классификация курило-камчатских землетрясений и проблема магнитуд. М.: Наука, 1972. 116 с.
- 10. Федотов С.А. Долгосрочный сейсмический прогноз для Курило-Камчатской дуги. М.: Наука, 2005. 303 с.
- 11. Федотов С. А., Потапова О. В., Чернышева Г. В., Шумилина Л.С. Последовательность опасных афтершоков ( $M \ge 6$ ) при сильнейших землетрясе- 18. ниях ( $M \ge 7,7$ ) Курило-Камчатской дуги и сходных структур // Вулканология и сейсмология. 1998. №1. C. 54-61.
- 12. Федотов С.А., Соломатин А.В., Чернышев С.Д. Долгосрочный сейсмический прогноз для Курило-Камчат- 19. ской дуги на 2004-2008 гг. и ретроспективный прогноз Хоккайдского землетрясения 25 сентября 2003 г., M = 8,1. // Вулканология и сейсмология. 2004. № 5. C. 3-32.
- Долгосрочный сейсмический прогноз для Курило-Камчатской дуги на 2006-2011 гг. и успешный прогноз Средне-Курильского землетрясения 15 XI 2006 г., M = 8,2 // Вулканология и сейсмология. 2007. № 3. C. 3–25.
- 14. Федотов С.А., Соломатин А.В., Чернышев С.Д. Афтершоки и область очага Средне-Курильского землетрясения 15.XI 2006 г., M = 8,2; долгосрочный сейсмический прогноз для Курило-Камчатской дуги на IV 2008-III 2013 гг. // Вулканология и сейсмология. 2008. № 6. C. 3-23.
- 15. Федотов С.А., Соломатин А.В., Чернышев С.Д. Долгосрочный сейсмический прогноз для Курило-Камчатской дуги на IX 2010-VIII 2015 гг., достоверность предыдущих прогнозов и их применение // Вулканология и сейсмология. 2011. №2. С. 1-25.
- 16. Федотов С.А., Соломатин А.В., Чернышев С.Д. Долгосрочный сейсмический прогноз для Курило-Камчатской дуги на IX 2011-VIII 2016 гг.; вероятные место, время и развитие следующего сильнейшего землетря-

сения Камчатки с М ≥ 7,7 // Вулканология и сейсмология. 2012. № 2. С. 3-26.

- 17. Федотов С.А., Чернышев С.Д. 20 лет долгосрочного сейсмического прогноза для Курило-Камчатской дуги: достоверность в 1981-1985 гг., в целом за 1965-1985 гг. и прогноз на 1986-1990 гг. // Вулканология и сейсмология. 1987. №6. С. 93-109.
- Федотов С.А., Чернышев С.Д. Долгосрочный сейсмический прогноз для Курило-Камчатской дуги: достоверность в 1986-2000 гг., развитие метода и прогноз на 2001–2005 гг. // Вулканология и сейсмология. 2002. № 6. C. 3-34.
- Федотов С.А., Чернышев С.Д., Матвиенко Ю.Д., Жаринов Н.А. Прогноз Кроноцкого землетрясения 5 декабря 1997 г., M = 7,8-7,9, Камчатка, и его сильных афтершоков с $M \geqslant 6{,}0~$ // Вулканология и сейсмология. 1998. №6. C. 3-16.
- 13. Федотов С.А., Соломатин А.В., Чернышев С.Д. 20. Федотов С.А., Чернышев С.Д., Чернышева Г.В., Викулин А.В. Уточнение границ очагов землетрясений с  $M \ge 7\frac{3}{4}$  свойств сейсмического цикла и долгосрочного сейсмического прогноза для Курило-Камчатской дуги // Вулканология и сейсмология. 1980. № 6. C.52-67.
  - Федотов С.А., Шумилина Л.С, Чернышева Г.В., Пота-21.пова О.В. Долгосрочный сейсмический прогноз и развитие очага Шикотанского землетрясения 4 октября 1994 г. // Федеральная служба сейсмологических наблюдений и прогноза землетрясений. Информационно-аналитический бюллетень. Экстренный выпуск. М: ФССНПЗ, 1994. С. 56-67.
  - 22.Mogi K. Earthquake Prediction. Tokyo, New York, London: Academic Press, 1985. 355 р. (Русский перевод: Моги К. Предсказание землетрясений. М.: Мир, 1988. 382 c.).
  - 23.Nishenko S. P. Circum-Pacific seismic potential, 1989-1999 // PAGEOPH. 1991. Vol. 135. N 2/3. P.169-260.



УДК 550.834 550.42

П. П. Фирстов<sup>1</sup>, Р. Р. Акбашев<sup>1</sup>, Е. О. Макаров<sup>1</sup>, Р. И. Паровик<sup>2</sup>

<sup>1</sup> Камчатский филиал Геофизической службы РАН, г. Петропавловск-Камчатский e-mail: firstov@emsd.ru

<sup>2</sup> Институт космофизических исследований и распространения ДВО РАН

# Строение верхней части геологических разрезов в пунктах мониторинга почвенного радона на Петропавловск — Камчатском геодинамическом полигоне

В работе приведены результаты изучения строения верхней части геологического разреза в трёх пунктах регистрации почвенного радона (<sup>222</sup>Rn) на Камчатском геодинамическом полигоне. С целью определения физико-механических свойств верхней толщи осадочных пород, выделения разуплотненных зон и выявления зоны полного влагонасыщения выполнен сейсморазведочный профиль методом переломлённых волн и построены георадиолокационные профили. Детальное изучение верхней части геологического разреза даст возможность детализировать физические процессы миграции радона для построения моделей миграции в системе «грунт – атмосфера» в пунктах регистрации почвенного радона.

## Введение

Процессы дегазации Земли протекают неравномерно как в пространстве, так и во времени и в значительной степени контролируются распределением и величиной напряжений в разломах земной коры различной иерархии. Миграция газов в верхней толще земной коры определяется их диффузионными возможностями и фильтрационными свойствами горных пород (проницаемость, пористость, трещиноватость). В свою очередь, фильтрационные свойства структурных блоков земной коры зависят от действующего поля напряжений, и любые изменения напряженно — деформированного состояния должны находить отражение в динамике почвенного газа.

Наиболее технологичным методом в геохимических исследованиях с целью прогноза землетрясений является регистрация радона (<sup>222</sup>Rn) в почвенном воздухе и растворённого в подземных водах. Он основан на теории массопереноса радона и эманационном методе картирования с целью поиска месторождений радиоактивных руд. Начиная с 70-х гг. XX в., радоновый метод стал активно использоваться во всех сейсмоактивных регионах мира. После некоторого спада интереса, с середины 80-х гг. наблюдается всплеск работ, связанных с изучением сейсмоэманационных эффектов в сейсмоактивных районах мира [5, 6, 13–15].

Согласно классическому представлению, сложившемуся в теории эманационного метода и его экспериментальному подтверждению, можно выделить четыре основных этапа переноса Rn в системе «грунт – атмосфера» [5]:  на первом этапе происходит выделение (эманирование) Rn из кристаллической решётки минералов в мелкие поры грунта, долю высвобождающегося Rn характеризует коэффициент эманирования;

 на втором этапе процесса происходит чисто молекулярное диффузионное распространение Rn
в мелких порах грунта до тех пор, пока он не попадёт в более крупные поры, в которых уже может иметь место конвекция;

 на третьем этапе процесса радоновыделения имеет место диффузионно-конвективный его перенос по крупным порам и трещинам в грунте, а затем сток в атмосферу;

 в приземном слое атмосферы роль молекулярной диффузии падает, но возрастает роль турбулентной диффузии, обусловленная градиентом температуры приземной атмосферы, а также скоростью и направлением ветра.

Схематически этапы процесса миграции Rn показаны (рис. 1), где также отражено, что перенос Rn в системе «грунт – атмосфера» в зоне аэрации осуществляется с помощью двух основных процессов — молекулярной диффузии и адвекции. Первый процесс распространение в поровом пространстве грунта молекул газа, уравнивает концентрацию Rn во всех частях объёма породы. Второй процесс характеризуется вертикальным перемещением молекул газа по порам в результате теплообмена (конвекции), вариаций давления (фильтрации), а также всплытия микропузырей в зоне полного влагонасыщения. Отсюда видно, что на процесс миграции Rn в рыхлых отложениях сильно влияет проницаемость грунта, зависящая от его свойств и строения, наличия водоносных горизонтов и изменений напряженно-деформированного состояния геосреды.





**Рис. 1.** Обобщённая схема переноса радона в системе «грунт-атмосфера» с помощью механизмов диффузии, адвекции и турбулентной диффузии.

На Петропавловск-Камчатском геодинамическом полигоне начиная с 1998 г. работает сеть пунктов регистрации ОА Rn в почвенном воздухе рыхлых отложений. В работах [2, 8] показано, что перед 60% землетрясений с магнитудой M > 5,5, происходящими в Авачинском заливе, в поле почвенного Rn наблюдались бухтообразные предвестники со временем упреждения 1–8 суток. Пункты сети радонового мониторинга расположены в разных структурных элементах побережья Авачинского залива, что даёт основание предполагать различный отклик в динамике ОА Rn в связи с разной реакцией отдельных блоков района на геодеформационные процессы, связанные с подготовкой сильных землетрясений (рис. 2).

Кроме того, каждый пункт имеется свои особенности строения элювиально-делювиальных отложений, в зоне аэрации которых, как правило, размещены газоразрядные счётчики — датчики β-излучения Rn и его короткоживущих радионуклидов. В данной работе проведено изучение строения верхней части геологического разреза в пунктах радонового мониторинга, расположенных в зоне Паратунского грабена (рис. 2).

## Описание пунктов сети

**Опорный пункт ПРТ.** располагается на речной террасе ручья Коркина, который трассирует субширотный разлом в пределах Паратунского грабена. К Паратунскому грабену приурочена одноимённая

геотермальная система. На расстоянии около 700 м от пункта ПРТ ниже по течению ручья находятся естественные выходы термальных вод с содержанием растворённого Rn до 1,5 кБк/м<sup>3</sup>.

В ПРТ регистрация концентрации Rn проводится в точках (рис. 3):

 ПРТ\_1 — подсобное помещение, врезанное в склон, где ведётся регистрация Rn в аллювиальных отложениях в зоне аэрации на глубине один метр от дна помещения (точка 1) и в воздухе. Регистрация ведётся с помощью двухканального радиометра РЕВАР;

– ПРТ\_2 – подвал под домом, глубиной 1,7 метра, где ведётся регистрация Rn на глубине около трёх метров от поверхности в зоне полного насыщения с помощью радиометра PEBAP (точка 2), а также регистрируются атмосферное давление и температура воздуха на улице с помощью регистратора REGIN;

– ПРТ\_3 — в подвальном помещении на глубине 1,7 м расположен аппаратурный комплекс для регистрации концентрации почвенных газов (РКПГ) на базе прибора ALMEMO 2390-8 [2]. В этой точке одновременно со счётом импульсов с двух газоразрядных счётчиков регистрируется концентрации углекислого газа (СО<sub>2</sub>), молекулярного водорода (H<sub>2</sub>), а также с помощью радиометра СПР-68-01, γ-излучение на глубине ~1,5 м от поверхности пола помещения.

Пункт ПРТ2. расположен на базе геотермального стационара Института Вулканологии и Сейсмологии ДВО РАН. В пункте установлен автоматизированный комплекс регистрации концентрации почвенных газов, а регистрация концентрации Rn осуществляется на двух глубинах зоны аэрации [2]. Кроме того, на высотах 2,5 и 5 м осуществляется регистрация  $\beta$  и  $\gamma$  — излучений. Особенностью пункта является возможность беспроводного управления РКПГ и удалённого съёма данных по каналам сети GSM.

Пункт КРМ. расположен в пойме реки Карымшина притока реки Паратунка. Датчики Rn располагаются в шпурах элювиально-делювиальных отложений на двух глубинах зоны аэрации (один и 1,3 м). Так же в этом пункте регистрируются напряжённость атмосферного электрического поля Земли. Регистрация ведётся с помощью прибора ALMEMO с частотой 6 цикл/час.

С целью оценки достоверности аномалий, регистрация Rn последних двух пунктах осуществляется на разных глубинах зоны аэрации. Такое расположение датчиков позволяет рассчитывать ещё один параметр — плотность потока Rn с поверхности (ППР). Многие исследователи указывают на большую чувствительность ППР по сравнению ОА Rn к изменениям напряженно-деформированного состояния блока геосреды района пункта регистрации [11, 12].



**Рис. 2.** Тектоническая схема акватории Авачинского залива и расположение пунктов регистрации почвенного радона: 1 — четвертичные вулканы; 2 — береговая линия; 3 — наиболее крупные разломы со значительными вертикальными смещениями (границы структур); 4 — разломы второго порядка (бергштрихи указывают на опущенный блок): 5 — пункты сети мониторинга почвенного Rn; 6 — изобаты. Геолого-тектонические структуры: Н — Налычевское поднятие; К — Калатырский горст; П — Петропавловский горст; Б — Береговой горст; Аг — Авачинский грабен; Пг — Паратунский грабен; Вг — Вахильский грабен, синклиналь; ЮБ — Южно-Быстринский блок; ЮП — Южно-Камчатский прогиб. Цифры в кружках — разломы регионального порядка: 1 — Шипунский, 2 — Русский. Пункты регистрации Rn: ПРТ1 — опорный пункт, ручей Коркино; ПРТ2 — геотермальный стационар Института Вулканологии и Сейсмологии ДВО РАН, КРМ — долина реки Карымшина.

## Аппаратура и методика работ

**Аппаратура.** Для исследования строения верхней части геологического разреза в районе пунктов радонового мониторинга использовались: цифровая инженерная сейсморазведочная станция «Лакколит X-M3», георадар «Око-2» в модификации АБДЛ «Тритон».

Блок «Лакколит X-M3» обеспечивает получение данных с 24-х сейсмических каналов и их предварительную обработку. Отображение результатов и дополнительная обработка данных в полевых условиях производится с помощью ноутбука с прикладным программным обеспечением.

Отличительными особенностями этой станции являются: скорость обмена данными до 100 Мбит/с; встроенный электронный коммутатор; регистрация и предварительная обработка данных, осуществляемая встроенными сигнальными процессорами, в реальном масштабе времени; повышенная надёж-

ность, благодаря увеличению степени интеграции (www.logsys.ru).

Георадар — мобильный и компактный современный геофизический прибор, позволяющий проводить обследования поверхностного слоя грунта с высокой детальностью на глубины от 0 до 25 м. Георадар представляет собой радиолокатор, направляющий зондирующие электромагнитные импульсы метрового и дециметрового диапазона в исследуемую среду (вода, грунт, стены зданий и т.д.). Электромагнитный импульс, отражаясь от границ слоёв с различными электрофизическими свойствами, даёт представление о границах исследуемого разреза. Такими границами могут быть уровень грунтовых вод и контакты: между сухими и влагонасыщенными грунтами, между породами различного литологического состава [1]. Для работы на объекте использовался георадар «Око 2» в модификации АБ-ДЛ «Тритон» с неэкранированным антенным блоком,



**Рис. 3.** Схема наблюдений за концентрацией почвенных газов на опорном пункте ПРТ: 1 — датчик давления; 2 — датчик температуры; 3 — газоразрядный счётчик СБМ-19; 4 — датчик гамма-излучения; 5 — датчик H<sub>2</sub>; 6 — датчик CO<sub>2</sub>

с частотой дипольных излучателей 50 и 100 МГц (www.logsys.ru).

**Методика работ.** Сейсморазведочные работы проводились в модификации сейсмозондирования методом преломлённых волн (МПВ), по системе точечного зондирования с получением пар встречных и расходящихся годографов. Так как работы проводились в осенний период, при отрицательных температурах воздуха, когда произошло промерзание поверхностного слоя земли, то это затруднило возбуждение и регистрацию поперечных волн. Поэтому разрезы по поперечным волнам не строились.

Длина расстановки сейсмического зонда составляла 46 м, при шаге между сейсмоприёмниками в 2,0 м. Источником сейсмического сигнала являлось ударное воздействие по металлической подставке кувалдой весом 8 кг.

Георадарные работы проводились по методике непрерывного профилирования со следующими параметрами: накоплений 30, глубинность — оптимальная, при влажных условиях профилирования. Данные параметры задавались в блоке обработки непосредственно перед выполнением георадиолокации.

**Методика обработки данных.** Скоростные разрезы сейсмозондирования методом МПВ строились с помощью прикладного пакета программ «RadExPro» (www.radexpro.ru) по общепринятой методике, способом пластовых скоростей. В результате интерпретации были получены значения скоростей распространения продольных волн ( $V_p$ ) в отдельных слоях, выделены соответствующие им границы и определена их мощность H (см. табли-

цу). Кроме того, по  $V_{\rm p}$  была определена плотность скелета грунта по эмпирической формуле:  $\gamma = 1.38 + 0.00033 V_{\rm p}$  Методика определения и применения данной зависимости подробно изложена в работе [7].

Предварительная интерпретация материалов радарной съёмки проводилась в программном комплексе «GeoScan32» (www.logsys.ru). Для интерпретации использовались стандартные процедуры: изменения коэффициента усиления, удаления тренда, а также спектрального анализа.

## Строение верхней части геологического разреза

В трёх пунктах радонового мониторинга: ПРТ, ПРТ2, КРМ были выполнены сейсморазведочные и георадарные профили с целью исследования верхней части геологического разреза.

Опорный пункт радонового мониторинга ПРТ. В районе пункта было выполнено два сейсмических профиля (СП) и георадарный профиль (ГП) длиной 270 метров (рис. 4*a*).

**Результаты работ.** В ста метрах от расположения пункта ПРТ вверх по ручью был выполнен СП1 поперёк долины ручья Коркина с выходом на левый склон, а СП2 начинался на правом берегу ручья Коркина в долинной его части. Сейсмические разрезы полученные на этих профилях приведены (рис. 5a, б), а скорости сейсмических волн, мощности слоёв и плотности скелета грунта в таблице.

Для СП1 на первой границе скорости меняются равномерно без резких скачков. Верхний слой в долине имеет мощность 2,8 м, а вверх по склону мощность уменьшается до полутора метров. Верх-

№ гра-		Скор	ость, м	л/с			Мощн	ость с	лоя, м		Плотность скелета грунта, г/см $^3$				
ницы	1к	6к	12к	18к	24к	1к	6к	12к	18к	24к	1к	6к	12ĸ	18к	24к
					(	Сейсми	ически	ій про	филь 1	L					
1	659	719	691	640	628	2,8	$^{2,1}$	1,0	1,3	1,3	1,59	1,61	1,6	1,59	1,58
2	1232	1193	1099	1144	1243	5	3,9	6	8,5	6,7	1,78	1,77	1,74	1,76	1,79
					(	Сейсми	ически	ій про	филь 2	2					
1	1000	998	985	1066	1000	1,2	1,7	2,2	$^{2,5}$	$^{2,1}$	1,71	1,70	1,70	1,73	1,71
2	2008	2038	2166	1771	1926	3,1	$^{3,1}$	$^{3,6}$	4,5	$^{3,3}$	2,04	2,05	2,07	1,96	2,01

Скорости сейсмических волн, мощности слоёв и плотности скелета грунта на сейсморазведочных профилях СП1 и СП2 в пункте ПРТ

Примечание: Серым цветом выделены участки с пониженными скоростями и плотностью скелета грунта и соответствующие им мощности слоёв.



Георадиолокационный профиль, / сейсмический профиль (сп), / участки разуплотненных зон, пункты радонового мониторинга

**Рис. 4.** Расположение сейсморазведочных и георадарного профилей –в районах пунктов: *a* – ПРТ, *б* – ПРТ2, *в* – КРМ.

ний слой однороден без признаков разуплотнения. По-видимому этот слой является почвенно-пирокластическим чехлом. Под ним лежит слой сложенный песчано-глинистым грунтом аллювиального происхождения с характерными скоростями продольных волн 600–700 м/с. Следующий слой представлен крупнообломочными материалом с песчаным заполнителем ледникового происхождения<sup>1</sup> с характерными скоростями продольных волн 1000–1200 м/с. По второй границе на 12–22 каналах сейсмического профиля выделяется зона с пониженными скоростями и с увеличенной мощностью слоя. Понижения скоростей, а так же, соответствующие им, увеличения мощности второго слоя связаны с разуплотнёнными зонами на данном участке профиля.

На СП2 видно такое же трёхслойное строение скоростного разреза с двумя скоростными границами. Скорость для первой границы меняется равномерно и явных резких изменений не наблюдаются. Почвенно-пирокластический чехол отсутствует в результате техногенных причин (автомобильная дорога). Слой представлен окатанным галечниковым грунтом аллювиального происхождения с крупнопесчанным заполнителем. По второй границе скорости распределены не равномерно, на 17-23 каналах выделяется зона с пониженными скоростями и с увеличенной мощностью слоя. Данное понижения скоростей, а так же, соответствующие им, понижение границ слоёв связано с разуплотнённой зоной на данном участке профиля. Граница характеризуется повышенными скоростями, которые близки к скорости грунтовых вод, и, по-видимому, соответствует их уровню (УГВ). Третий слой представлен

<sup>&</sup>lt;sup>1</sup>Отчёт «Очистные сооружения с. Паратунка». Фонды ООО «Изыскатель»



**Рис. 5.** Сейсмический разрезы в районе пункта ПРТ. *a* – СП1, *б* – СП2.

полнителем ледникового происхождения.

Выявленные зоны с пониженными значениями плотности скелета грунта связаны с повышенной пористостью, проницаемостью, трещиноватостью.

*Георадиолокационный профиль.* длиной 270 м был пройден поперёк долины ручья Коркина с выходом на левую и правую террасы. Результатом георадиолокационных работ стало построение георадарного разреза, с привязкой к сейсмическим профилям (см. рис. 4а).

На георадарном разрезе хорошо выделяются три участка с резким понижением границы и бетонный мост над ручьём Коркино. Второй и третий участки

крупнообломочными материалами с песчаным за- коррелируются с участками разуплотнённых зон, выявленных по результатам сейсмозондирования (см. рис. 5).

> С целью определения дизъюнктивных нарушений в крест долины ручья Коркино в 2003-2005 гг. проводилась радоново-водородная съёмка. Эманационная съёмка проводилась радиометром РГА-1, а концентрация водорода в почвенном воздухе измерялась в относительных единицах (мВ) водородным геофизическим сигнализатором ВСГ-2. На (рис. 6б) приведён схематический профиль долины ручья с результатами радоново-водородной съёмки и расположение точек регистрации в пункте ПРТ. На двух участках профиля наблюдаются



**Рис. 6.** Георадиолокационный разрез в пункте ПРТ (*a*), и радоново-водородная съёмка в крест ручья Коркина (б). т.1 — ПРТ1, т.2 — ПРТ2, 3 — ПРТ3. Штриховкой показаны предполагаемые зоны дизъюнктивных нарушений. Цифры, выделенные жирным шрифтом, — содержание водорода в мВ шкалы прибора, цифры над ними — ОА Rn в Бк/м<sup>3</sup>.

повышенные значения объёмной активности радона (OA Rn) и водорода — на левом склоне и на дне долины, которые трассируют перекрытые рыхлыми отложениями дизъюнктивные нарушения с повышенной проницаемостью среды для почвенных газов [10]. Эти точки совпадают с зонами разуплотнения, выделенными в результате сейсморазведочных и георадарных работ.

Проведённый на участке ПРТ комплекс геофизических работ позволяет сделать следующие выводы: строение участка весьма неоднородное, осложненное структурными нарушениями субвертикального заложения; определены плотности скелета грунта в исследуемой толще, выявлены зоны с пониженными плотностями скелета грунта; выделена граница полного влагонасыщения. Наличие разуплотнённых зон в исследуемой толще может отражать глубинный разлом. Результаты сейсморазведки подтверждаются результатами георадиолокации, хотя последние не дают возможности определения физико-механические свойства грунта, но дают возможность визуально выделить зоны с закономерным проседанием отражающих границ, что связано с разуплотнёнными зонами.

**Пункт радонового мониторинга ПРТ2.** В районе пункта был выполнен георадиолокационный профиль длиной 110 метров, и построен георадарный разрез (рис. 7*a*). Разрез представлен двумя геологическими толщами. Первый слой представлен почвенно-пирокластическим чехлом мощностью от 2,7–3,5 м. Второй слой по данным шурфовки представлен глиной, мощность которого определить по результатам георадиолокации нельзя, так как электромагнитный импульс быстро затухает в данной среде. В разрезе выделяется одна зона с проседанием отражающих границ, возможно, связанная с разуплотнением грунта. В начале профиля хорошо выделяется насыпная часть дороги.

Пункт радонового мониторинга Карымшина. Пункт находится в долине реки Карымшина притока реки Паратунка. Для данного пункта характерны геологические условия, наблюдаемые на пункте ПРТ, так как этот пункт находится на эллювиально-делювиальных отложениях р. Карымшина. В районе пункта был выполнен георадиолокационный профиль длиной 110 метров, на основании которого был построен георадарный разрез (рис. 7б). Разрез представлен двумя геологическими толщами. Первый слой сложен почвенно-пепловым чехлом и ниже песчано-глинистым грунтом аллювиального происхождения. Второй слой представлен крупнообломочными материалами с песчаным заполнителем ледникового происхождения. На разрезе выделяется зона с понижением границы, возможно связанная с разуплотнёнными свойствами грунта.



**Рис. 7.** Георадиолокационные разрезы: *а* — ПРТ2, б — КРМ. Прямоугольниками показаны зоны проседания отражающих границ.

#### Заключение

Согласно современным представлениям, процесс переноса радона в грунте осуществляется с помощью механизмов диффузии и адвекции. Причём если геологическая среда является трещиноватой (скальные породы), то адвекция будет главным механизмом переноса Rn, а если геосреда — пористый грунт, то в такой среде диффузия будет преобладать над адвекцией, что характерно для пунктов расположенных в районе Паратунского грабена. В каждом пункте регистрации почвенного радона имеется своё строение верхнего слоя почвы, которое влияет на особенности процесса миграции Rn. Как показано в работе [5], тектонические нарушения (разломы, трещины разного характера) могут рассматриваться в качестве открытых флюидонасыщенных коллекторов, через которые осуществляется газообмен с атмосферой.

Выполненные работы выявили ряд разуплотнённых зон в местах организации пунктов мониторинга почвенных газов, а так же границу зоны влагонасыщения, которая соответствует уровню грунтовых вод. Сейсморазведочные и георадарные профиля показали, что верхняя часть геологического разреза во всех пунктах представлена хорошо выраженным почвенно-пирокластичечским слоем с плотностью 1,6–1,7 г/см<sup>3</sup> и мощностью до 2,5 м. Ниже этого слоя располагается песчано-глинистый слой аллювиального происхождения. Знание геологического разреза позволит совершенствовать модели миграции Rn в многослойных геологических средах с использование конкретных параметров слоёв, полученных по данным сейсморазведки и георадиолокации [4, 12]

#### Список литературы

- 1. Владов М. Л., Старовойтов А.В. Введение в георадиолокацию. Москва: МГУ, 2005. 154 с.
- Макаров Е.О., Фирстов П. П., Волошин В.Н. Аппаратурный комплекс для регистрации концентрации подпочвенных газов с целью поиска предвестниковых аномалий сильных землетрясений Южной Камчатки // Сейсмические приборы. 2012. Том. 48. № 1. С.5–14.
- Новиков Г.Ф. Радиометрическая разведка. Ленинград: Наука, 1989. 407 с.
- Паровик Р. И., Фирстов П.П. Апробация новой методики расчёта плотности потока радона с поверхности

земли // Аппаратура и новости радиационных измерений. 2009. № 3. С.52–57

- Рудаков В.П. Динамика полей подпочвенного радона сейсмоактивных регионов СНГ: Автореф. доктор. дис. 11. М. 1992. 56 с.
- 6. *Рудаков В. П.* Эманационный мониторинг геосред и процессов. М.: Научный мир, 2009. 176 с.
- СНиП (строительные нормы и правила) Рекомендации. Методические рекомендации по применению сейсмоакустических методов для изучения физико-механических свойств грунтов. Москва: ЦНИИС, 1976. 37 с.
- Фирстов П. П. Мониторинг объёмной активности подпочвенного радона (<sup>222</sup>Rn) на Паратунской геотермальной системе в 1997–1998 гг. с целью прогноза предвестников сильных землетрясений Камчатки // Вулканология и сейсмология. 1999. № 6. С. 33–43.
- 9. Фирстов П.П., Рудаков В.П. Результаты регистрации подпочвенного радона в 1997–2000 гг. на Петропавловск-Камчатском геодинамическом полигоне // Вулканология и сейсмология. 2003. № 1. С. 26–41.
- Фирстов П. П., Широков В.А., Руленко О. П. и др. О связи динамики подпочвенного радона (<sup>222</sup>Rn) и во-

дорода с сейсмической активностью Камчатки в июле августе 2004 г. // Вулканология и сейсмология. 2006. № 5. С.49–59.

- Яковлева В.С., Каратаев В.Д. Плотность потока радона с поверхности земли как возможный индикатор изменений напряженно-деформированного состояния геологической среды // Вулканология и сейсмология. 2007. № 1. С. 74-77.
- Яковлева В.С. Паровик Р.И. Численное решение уравнения диффузии-адвекции радона в многослойных геологических средах // Вестник КРАУНЦ. Физ.-мат. науки. 2011. № 1 (2). С. 45-55.
- Djefal S., Allab M., Cherouayi D.E. Further investigation on radon emanation along seismic faults in northern Algeria // Nucl. Geophys. 1994. Vol. 8. № 6. P.583-591.
- Virk H. S., Baljinder S. Radon anomalies in soil-gas and groundwater as earthquake precursor phenomena // Tectonophysics. 1993. Vol. 77. P. 215–224.
- Wakita H. Short term thermal and Hydrological signatures related to tectonic activities. Thermal and Hydrological signatures related to seismic events in Japan / Work-shop Walferdange. 1995. P. 29–64.



УДК 550.348.436+550.342

#### А. А. Шакирова, В. В. Ящук, П. П. Фирстов

Камчатский филиал Геофизической службы РАН, г. Петропавловск-Камчатский e-mail: shaki@emsd.ru

# Применение выносных радиотелеметрических сейсмических каналов для создания локальных сетей на примере ПНВ-А «TUMD» в районе вулкана Кизимен, Камчатка

Во время последнего извержения вулкана Кизимен в 2010–2013 гг., благодаря сети радиотелеметрических сейсмических станций (РТСС), были изучены пространственно-временные характеристики землетрясений, предварявшие и сопровождавшие это извержение. Вулканическая активность вулкана контролировалась видеокамерой, установленной на расстоянии 6 км от кратера. В районе вулкана работали три сейсмических станции на расстоянии 2,6, 6 и 20 км от кратера. В связи с недостаточной плотностью РТСС в этом районе представительный энергетический класс вулкано-тектонических (ВТ) землетрясений составил  $K_S = 5,8$ . В 2013 г. к автономному пункту наблюдений за вулканами (ПНВ-А) «TUMD» были подключены два выносных радиотелеметрических сейсмических канала (ВРСК) с целью отработки методики установки и проверки их работоспособности в суровых метеорологических условиях Камчатки. В данной работе приведено описание работы ПНВ-А «TUMD» и приведены результаты определения эпицентров ВТ землетрясений с привлечениех, полученных на ВРСК.

#### Введение

Данные о предпоследнем извержении вулкана датируются 1928 годом. В 2009 г. сейсмическая активность района вулкана резко изменилась, начали регистрироваться вулкано-тектонические (BT) землетрясения до нескольких десятков в сутки. В ноябре 2010 г. началось извержение эксплозивно-эффузивно-экструзивного типа, предварявшееся сильными землетрясениями с максимальным энергетическим классом  $K_S = 11,9$  (Mc = 5,3) [3]. Извержение началось с мощных пепловых выбросов [6], предшествующих пирокластическим потокам. С февраля-марта 2011 г. началась эффузивная деятельность, которая продолжалась два с половиной года. В результате на северо-восточном склоне образовался лавовый поток площадью 2,163 км<sup>2</sup> [1]. Движение лавового потока по склону сопровождалось необычной сейсмичностью длительностью от десятков минут до нескольких часов в виде квазипериодичного появления микроземлетрясений с амплитудой одного уровня (режим «drumbeats») [7, 8]. К настоящему моменту активность извержения почти угасла, но ВТ землетрясения до сих пор регистрируются.

Уникальная тектоника района вулкана Кизимен не имеет аналога на Камчатских вулканах. Серия разломов северо-западного простирания сечёт восточный борт горста хребта Тумрок и предположительно продолжается на дне Щапинского грабена, покрытого мощным чехлом четвертичных отложений. Сама постройка вулкана приурочена к систе-

ме крупноамплитудных сбросов северо-восточного простирания зоны сочленения Щапинского грабена с горстом хребта Тумрок [3].

К июлю 2011 г. в районе вулкана работали три РТСС: Тумрок (TUM) с 2003 г., Кизимен (KZV) с 2009 г.; Тумрокские источники (TUMD) с 2011 г.; расположены они в 2,6, 6 и 20 км от вулкана соответственно (рис. 1). Для сейсмичности этого района представительным энергетическим классом землетрясений, оцениваемым по поперечным волнам S ( $K = \lg E$ , где E — энергия в очаге в Дж) является  $K_S = 5,8$  [5].

## Создание локальных сетей с применением выносных радиотелеметрических сейсмических каналов на ПНВ-А «TUMD»

В октябре 2013 г. в районе автономного пункта наблюдения за вулканами (ПНВ-А) ТUMD были установлены два выносных радиотелеметрических сейсмических канала (ВРСК) с целью отработки методики установки и проверки их работоспособности в суровых метеорологических условиях, которые представляли экспериментальную локальную сеть. В дальнейшем планируется перенос этих ВРСК непосредственно на склоны в. Кизимен, с целью детализации локальной сейсмичности в районе постройки вулкана. Планируется создание ВРСК на наиболее активных вулканах Камчатки, в районах которых действуют цифровые станции, что позволит более детально исследовать динамические и кинематические параметры слабых вулканиче-



**Рис. 1.** Расположение вулкана Кизимен на Камчатке. На врезке показаны ближайшие к вулкану сейсмические станции КФ ГС РАН: KZV – Кизимен, TUMD – Тумрокские источники, TUM – Тумрок.

ских землетрясений, сопровождающих эксплозивную и эффузивную формы извержений.

Необходимым условием создания ВРСК является наличие центрального пункта сбора информации в виде цифровой сейсмической станции со спутниковым каналом передачи данных. Блок-схема ПНВ-А «TUMD» и двух ВРСК показана на рис. 2. В качестве датчика на ВРСК используется модернизированный сейсмометр СМ-3 (вертикальная компонента Z) с последующим усилением сигнала и модуляцией сигнала с помощью блока сейсмических каналов (БСК). Аналоговые данные передаются по радиоканалу на приёмник, установленный на станции TUMD.

Принимаемый сигнал демодулируется с помощью четырехканального стандартного демодулятора и оцифровывается шестиканальным дигитайзером Guralp DM-24. Также, на свободные каналы дигитайзера поступают данные с микробарографа ISGM-03M, что позволяет осуществлять мониторинг эксплозивной активности вулкана. В режиме реального времени, по спутниковому каналу данные передаются на приемный центр в г. Петропав-

ловск-Камчатский. Плюсами такой сети являются её простота в установке и относительная дешевизна. Общий вид отдельных узлов ПНВ-А «TUMD» показан на рис. 3.

## Использование данных с ВРСК для определения эпицентров ВТ землетрясений района в. Кизимен

С октября 2013 г. по февраль 2014 г. с использованием двух ВРСК были определены координаты очагов 20 ВТ землетрясений с энергетическим классом  $3,4 \leq K_S \leq 7,9$ , и проведено сравнение с определением координат без учёта записей на ВРСК. Определение гипоцентров происходило с использованием программы DIMAS [2]. На рис. 4a жёлтым цветом показаны эпицентры землетрясений, определённых по сети РТСС (KZV, TUMD, TUM), сиреневым — с добавлением данных ВРСК (TUMD1 и TUMD2), а на рис. 46 приведена проекция очагов землетрясений на плоскость AB.

Добавление данных с TUMD1 и TUMD2 в определении координат очагов не показали больших расхождений, так как разнос ВРСК составлял около 500 м от TUMD. Средние смещения большинства



Рис. 2. Блок-схема автономного пункта наблюдений за вулканами TUMD с двумя ВРСК TUMD1 и TUMD2.



**Рис. 3.** Общий вид отдельных узлов ПНВ-А «TUMD»: а – ПНВ-А «TUMD», на заднем плане в. Кизимен; б – используемая аппаратура на ВРСК TUMD1: 1 – комплект батарей; 2 – сейсмоприемник СМ-3; в – передающая антенна на ВРСК TUMD1.

гипоцентров по вертикальной и по горизонтальной плоскостям составили  ${\sim}1\,{\rm кm}.$ 

Пример ВТ землетрясения, произошедшего 1 ноября 2013 г. северо-восточнее влк. Кизимен с энергетическим классом  $K_S = 5.6$ , приведён рис. 5. Для определения координат очага применялись данные сейсмических станций TUMD, KZV и двух ВРСК

TUMD1 (канал SS2) и TUMD2 (канал SS3). Вступления S-волн на всех сейсмических каналах чёткие, вступления S-волн на ВРСК трудно различимы, так как в качестве датчиков использовались вертикальные сейсмометры.

Конфигурация сети выносных станций в районе влк. Кизимен должна быть такой, чтобы наилуч-



**Рис. 4.** Карта эпицентров ВТ землетрясений района в. Кизимен за период октябрь 2013 — февраль 2014 гг. (*a*) и проекция очагов землетрясений на плоскость АВ (б).

шим образом регистрировать вулканическую сейсмическую активность, то есть обеспечивать как можно более точную локацию гипоцентров, и не допускать пропусков событий. Поэтому желательно добиться максимального азимутального охвата станциями постройки вулкана. С другой стороны, следует выбрать оптимальное расстояние для расстановки приборов, чтобы не допустить систематического превышения динамического диапазона или пропус-

254

ка слабых и умеренных событий. Опыт регистрации сейсмических сигналов в 2010–2013 гг. показал, что станция KZV, расположенная на расстоянии около 2,5 км от вершины вулкана удовлетворительно фиксировала абсолютное большинство событий. На это значение можно ориентироваться при планировании данной выносной сети. Таким образом, как минимум один выносной пункт (KZV1) следует установить на северный или северо-западный склон вулкана


**Рис. 5.** Землетрясение 1 ноября 2013 г. с энергетическим классом  $K_S = 5,6$ : a – эпицентр землетрясения, б – сейсмическая запись землетрясения на РТСС КZV, TUMD и ВРСК TUMD1 и TUMD2.



**Рис. 6.** Планируемые места установки ВРСК в районе влк. Кизимен. КZV — радиотелеметрическая сейсмостанция, KZV1 и KZV2 — ВРСК.

на удалении  $\sim 2 \, \text{км}$  от вершины вулкана на сбросе (рис. 5). Следующий пункт (KZV2) планируется установить недалеко от нового лавового потока северо-восточнее вершины.

В реальных условиях значительную роль в установке ВРСК будут играть такие факторы, как радиовидимость с опорной цифровой станцией TUMD, обеспечение вулканической безопасности места установки ВРСК, а также доступность обслуживания при дальнейшей его эксплуатации.

#### Выводы

Выносные радиотелеметрические сейсмические каналы могут быть установлены в районах вулканических построек, где имеются цифровые сейсмические станции, создадут локальную сеть, которая позволит определять положения гипоцентров местных микроземлетрясений и слабых вулканических землетрясений, в том числе и эксплозивных. Это даст возможность обрабатывать землетрясения более низких энергетических классов, повысить качество их локализации, и изучать микросейсмичность района с большей детальностью. Особенно это важно для вулканов, находящихся в стадии извержения.

Во время извержения влк. Кизимен в 2011-2012 гг. для локализации микроземлетрясений режима «drumbeats» не хватало данных, так как большинство микроземлетрясений регистрировались только двумя РТСС (KZV и TUMD). Режим «drumbeats» сопровождал выжимание вязкой андезитовой магмы, с формированием экструзивного купола, и движение лавового потока по склону вулкана. Такая сейсмичность наблюдалась впервые при извержениях вулканов Камчатки [7]. На качественном уровне изменение пространственного расположения очагов микроземлетрясений режима «drumbeats» в работах [8, 9] было оценено по изменениям времени S-P на двух РТСС, на которых они регистрировались. Наличие локальной сети позволило бы более корректно оценить пространственное расположение очагов и более точно увязать их

с пространственным положением границы лавового потока, где, по-видимому, и генерировались они.

Достоинствами рассмотренной локальной сети являются её низкая стоимость, надежность, автономность, простота в установке и обслуживании. В районе вулкана Кизимен рекомендуется установить ВРСК на северо-западном и северо-восточном склонах вулкана на удалении  $\sim 2$  км от вершины вулкана (см. рис. 5).

Авторы выражают благодарность Р.А. Коневу и А. А. Коневу за помощь в установке выносных пунктов, а также Д.В. Дрознину за модернизацию программы DIMAS для обработки сейсмических данных.

#### Список литературы

- Двигало В. Н., Мелекесцев И. В., Шевченко А. В., Свирид И. Ю. Извержение 2010-2012 гг. вулкана Кизимен самое продуктивное (по данным дистанционных наблюдений) на Камчатке в начале XXI века. Часть I. Этап 11 ноября 2010 г. -11 декабря 2011 г. г. // Вулканология и сейсмология, 2013, № 6, С. 3-21.
- Дрознин Д. В., Дрознина С. Я. Интерактивная программа обработки сейсмических сигналов DIMAS // Сейсмические приборы. 2010. Том. 46. № 3. C. 22–34.
- Камчатка, Курильские и Командорские острова (История развития рельефа Сибири и Дальнего востока), ред. Лучицкий И.В., М.: Наука, 1974. 437 с.
- Кожевникова Т. Ю., Толокнова С. Л., Напылова О.А. и др. Каталог землетрясений вулкана Кизимен в 2010 г. (Ml ≥3,3) Отв. Нуждина И. Н. // Землетрясения России в 2010 г. Обнинск: ГС РАН, 2012. С. 172–174.

- Сенюков С. Л., Нуждина И. Н., Дрознина С. Я. и др. Сейсмичность вулкана Кизимен. Проблемы комплексного геофизического мониторинга Дальнего Востока России. Труды третьей научно-технической конференции. Петропавловск-Камчатский. 9–15 октября 2011 г. / Отв. ред. Чебров В. Н.. — Обнинск: ГС РАН, 2011. С. 144–148.
- 6. Фирстов П.П., Махмудов Е.Р. Оценка количества пепла, выбрасываемого в атмосферу при сильных эксплозивных извержениях андезитовых вулканов на основании волновых возмущений в атмосфере // Проблемы комплексного геофизического мониторинга Дальнего Востока России. Труды третьей научно-технической конференции. Петропавловск-Камчатский. 9–15 октября 2011 г. / Отв. ред. Чебров В.Н.. – Обнинск: ГС РАН, 2011. С. 159–163.
- Фирстов П. П., Шакирова А.А. Сейсмические явления, сопровождавшие извержение вулкана Кизимен в 2011 г. // Вестник Краунц. Науки о Земле. 2011. Петропавловск-Камчатский. № 2. Выпуск № 18. — С. 7–13.
- Фирстов П. П., Шакирова А.А., Арбугаева О.В. Активность вулкана Кизимен в период май 2012 г.- март 2013 г. по сейсмическим данным и видеонаблюдениям // Материалы конференции, посвящённой Дню вулканолога «Вулканизм и связанные с ним процессы». Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН, 2013. С. 130–138.
- Шакирова А.А. Движение лавового потока вулкана Кизимен как генератор режима «drumbeats> // Материалы X региональной молодёжной научной конференции 28–28 ноября 2012 г. 2012. Петропавловск-Камчатский. С. 127–139.



УДК 550.34, 551.24

Г.П. Яроцкий

Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, г. Петропавловск-Камчатский e-mail: ecology@kscnet.ru

#### Тектонические уроки Хаилинского землетрясения 1991 г. на юго-западе Корякского нагорья

Рассматриваются основания связи феномена Хаилинского землетрясения 1991 г. с разломно-блоковыми дислокациями ряда геоструктур на активной границе континентов. Отрицается приуроченность Хаилинского и Олюторского (2006 г.) землетрясений к одной геоструктуре и обосновывается их возникновение в киле слоёв прогнутого разреза в виде разломной колонны.

#### Введение

На юго-западе Корякского нагорья произошло Хаилинское землетрясение (8 марта 1991 г.,  $M_w = 6,6$ ) с неожиданной СЗ ориентировкой: облако афтершоков простиралось вкрест СВ геоструктурного плана территории. Это вызвало интерес сейсмологов, для которых тектоническая локализация землетрясения является одним из аспектов прогноза развития событий и которая, по нашему мнению, не получила однозначного решения. Целью нашего исследования является выявление геотектонической структуры локализации основного толчка и площади облака афтершоков Хаилинского землетрясения. Задачи: сбор фактов в т.ч. интерпретационных, их объяснение и построение логической интерпретационной модели геологической поверхности и разреза территории облака афтершоков.

На западе Берингова моря вдоль побережья от мыса Дежнёва — на востоке, к юго-западу, через хребты Корякского нагорья и его вершину г. Ледяную, до р. Анапка на Камчатском перешейке простирается Корякский сейсмический пояс. Его выделение стало аргументировано рядом землетрясений: Корякского (1988 г.,  $M \ge 5,9$ ), Хаилинского (1991 г.,  $M \ge 6,6$ ), Олюторского (2006 г.,  $M \ge 7,6$ ), Ильпырского (13 марта 2013 г.,  $M \ge 5.8$ ). Ранее (до 1982 г.) на этой протяжённой территории шириной 100-200 км, регистрировались многочисленные землетрясения с магнитудой ≤ 2,5 и ≤ 4, а в 1986 г. в Анадырском заливе произошло и более сильное (M = 5,2) в ряду событий. Вместе с названными «именными» землетрясениями совокупность фактических данных дала основание считать сейсмичность полосы к оформлению в Корякский сейсмический пояс. Научное определение пояса дало возможность аргументировать на СЗ Тихоокеанского сейсмического, подвижного поясов замыкание литосферной плиты Берингия [4].

А. В. Ландер с соавторами [4] предложил для объяснения ориентировки облака Хаилинского события вариант существования «древнего» (стр. 107) структурного СЗ плана, отразившего эпизод столкновения террейна с континентом в процессе кайнозойской субдукции. (Отметим, что исследователи в современной геологии территории СЗ структурный план не выделяют). В 2006 г. на территории происходит Олюторское землетрясение, облако которого покрывает площади ряда СВ региональных структур территории юго-запада нагорья, перекрывая своей серединой и площадь Хаилинского облака 1991 г. Однако землетрясение не способствовало прояснению простирания и тектонической позиции Хаилинского события.

В. В. Белявский с соавторами [2] дали схему глубинного разреза по профилю МТЗ-МОВЗ «п. Корф – Верхнее Пенжино», который своим ЮЗ отрезком пересекает в 2004–2005 гг. территорию грядущего Олюторского землетрясения. Впоследствии эта часть разреза переинтерпретирована А. В. Егоркиным в работе С. А. Федотова с соавторами [7], которые подошли к вопросу о тектонике площади с позиции оценки глубинного соотношения террейнов территории. Они выделяют зону потери корреляции обменных волн в интервале пикетов 222–225 профиля и интерпретируют её как глубинный шов между Олюторским и Говенским террейнами.

#### Фактические и интерпретационные данные

Ниже приведём известные фактические и интерпретационные данные о предмете и объектах территории. Обратимся к схеме её тектонического районирования [1], составленной по материалам геологических и гравиметрических съёмок м-ба 1:200 000, к данным [4], геотектоническим построениям автора [8, 9].

1. Хаилинское и Олюторское землетрясения не связаны с современными сейсмическими процессами, подобными в Курило-Камчатской зоне субдукции, отсутствующей ныне в Корякском нагорье.

2. Территория облаков землетрясений приурочена к активной палеогеновой окраине континента на Северо-Востоке Азии. Здесь в истории геологического развития установлены взаимодействия окраины и обдукционных процессов со стороны океана в виде широкого проявления разломно-блоковых и надвиговых структур подвижного пояса. Геоструктурный план пояса классически отражает наращивание активной окраины континента приростом субпаралелльных ей продольных региональных CB структур.

3. Тектонический — разломный, тип дислокаций, на котором развиваются продольные геоструктуры прироста окраины — северо-восточный, который наследует СВ составляющую диагональной сети планетарной трещиноватости. Северо-западная поперечная, составляющая этой сети, создала условия развития разломных дислокаций (разломы, их зоны, блоки, горсты, грабены), поперечных продольным геоструктурам активной окраины континента и простирающихся вкрест них через ряд тектонических зон к СЗ от океана.

4. Диагональной сетью трещиноватости сформирована глыбово-клавишная структура земной коры территории в виде серии обособленных звеньев-клавиш субпараллельных продольных геоструктур, заключённых в СЗ глыбе парой поперечных межглыбовых разломов (дислокаций). Глыбы включают в направлении от океана вглубь материка последовательно звенья-клавиши региональных СВ геоструктур Олюторской и Центрально-Корякской, а далее к СЗ и Пенжинской, Гижигинской и др. тектонических зон. Звенья сопредельных глыб единой продольной структуры всегда находятся в разнонаправленном относительно поднятом или опущенном состоянии, т.е. воздымающихся и опускающихся движениях, что создаёт и отражает клавиши звеньев продольной геоструктуры окраины и прилегающего континента.

5. Облако обоих землетрясений локализовано в звеньях-клавишах ряда структур глыбы земной коры. Глыба заключена между поперечными межглыбовыми Парень-Таловско-Тиличикским и Омолон-Каменско-Олюторским разломами (рис. 1).

6. Облако афтершоков Хаилинского землетрясения, аппроксимированное СЗ эллипсом, ориентировочно длиной осью на СЗ (325°) как и его форшоки 17–20 февраля. Это — простирание вкрест региональных структур юго-запада Корякского нагорья и Вывенско-Ватынской зоне выходов меланократовых пород (ВВт), фиксирующей древнюю окраину континента. Облако приурочено в плане к площадям пяти звеньев региональных геоструктур: Корякского микроконтинента (КМК), ВВт зоны, Вывенской впадины (Вп), Ильпинско-Тылговаямского прогиба (И-Тп), Говенско-Пахачинского антиклинория (Г-Пх). Эти звенья образуют современное юго-во-

сточное окончание глыбы СЗ простирания земной коры Олюторского залива.

7. Облако Олюторского землетрясения, аппроксимированное СВ эллипсом, длиной около 175 км, ориентировано длинной осью на СВ (55°), и также приурочено в плане к блокам пяти названных звеньев региональных геоструктур, но вдоль их продольных осей, т.е. согласно простиранию на СВ. В своей средней части оно перекрывает Хаилинское облако.

10. Для Олюторского облака устанавливается примечательный факт: на его ЮЗ афтершоки резко исчезают за линией с. Тиличики — п. Корф-Рыбзавод № 7-п-ов Говена — зоной поперечного межглыбового Парень-Таловско-Тиличикского разлома, и не появились доныне.

11. В 10 км к востоку от с. Хаилино известен геоморфологический феномен: русло р. Вывенка  $(60^{\circ}-240^{\circ})$  здесь дискордантно  $(90^{\circ})$  меняет простирание на 150°  $(330^{\circ})$  и через 12,5 км вновь так же дискордантно возвращается на прежнее ЮЗ простирание.

12. Линия простирания дискордантного русла (330°-150°) — геологического разлома, трассируется в геоморфологии на 70 км на побережье Олюторского залива в фиорд бухты Сомнения. На СЗ линия трассируется на СЗ долину р. Уннэйваям в 70 км от с. Хаилино.

### Истолкование фактических и интерпретационных данных

Следующим этапом исследования стало обращение к фактическим геофизическим данным: магнитным и гравиметрическим, электроразведке МТЗ, сейсмологии (в т.ч. МОВЗ), интерпретационным: по Вывенской впадине (Вп) — к [5], Ильпинско-Тылговаямскому прогибу (ИТп) — к [2, 7], авторским интерпретациям [8, 9].

а. Облака Хаилинского и Олюторского землетрясений приурочены к опущенной клавише земной коры Олюторского залива, образованной прогнутыми звеньями-отрезками ряда СВ региональных геоструктур, и локализованы в её разрезе. Звенья ограничены СЗ поперечными межглыбовыми разломами, к зонам которых приурочен глубинный подъём краёв всех геоэлектрических и сейсмических границ. Прогнутая геоструктура коры разбита СЗ внутриглыбовыми разломами на три блока, в которых локализованы аномальные площади афтершоков Олюторского облака, а в среднем из них - и всё облако Хаилинского землетрясения. Геоструктура разбиты также рядом продольных СВ разломов, что характеризует её как грабен-синклиналь длиной около 175 км.

б. Звенья-отрезки региональных структур территории заключены между двумя поперечными межглыбовыми глубинными разломами. На западе — Парень-Таловско-Тиличикским, на СВ — Омолон-Каменско-Олюторским. Наиболее прогнутой продольной центрального частью глубинного разреза яв-



Рис. 1. Геоструктуры и блоки территории Хаилинского и Олюторского землетрясений [1] на фоне распределения афтершоков Олюторского облака [4] и профиля МТЗ-МОВЗ [2] с дополнениями КМК — Корякский микроконтинент; Вв-Вт — тект. зона — Вывенско-Ватынская тектоническая зона; Вп — Вывенская впадина; И.-Т. прогиб — Ильпинско-Тылговаямский прогиб; Г.- П — Говенско-Пылгинский антиклинорий. Показаны сейсморазрывы Олюторского (Ол) и Хаилинского (Хл) землетрясений, их эпицентры. Поперечные межглыбовые разломы: П-Т-Т — Парень-Таловско-Тиличикский, О-К-О — Омолон-Каменско-Олюторский

ляется часть, проявленной на поверхности Вывенской впадиной Ильпинско-Тылговаямского прогиба. В обе стороны (к ЮЗ и СВ) к поперечным разломам она выклинивается в кровле мезозойского и кристаллического фундаментов, как и весь глубинный разрез выклинивается к поперечным разломам по другим горизонтам коры и подошвы литосферы (М и М<sub>1</sub>). При этом согласно МТЗ длина впадины с глубиной в кровле кристаллического фундамента почти в 3 раза больше вышележащей. Это свидетельствует о том, что с глубиной поперечное сечение опущенной клавиши глыбы является в СВ сечении разреза трапецией. Сопредельные в разрезе воздымающиеся клавиши – глубинными клиньями.

в. Максимальный прогиб разреза середины геоструктуры отражён зонами потери корреляции сейсмических горизонтов и выделяется в интервале пикетов 222–225 (l = 12 км) профиля МТЗ-МОВЗ близ с. Хаилино [2, 7].

г. Согласно интерпретации данных МОВЗ в интервале пикетов 222–225 профиля имеется глубинное сочленение северо-восточных Олюторского и Го-

венского террейнов [7]. Оно на поверхности может трассироваться по долине р. Вывенки. Это сочленение унаследовано облаком афтершоков Олюторского землетрясения.

д. Глубинное сочленение террейнов выделено как зона потери корреляции всех границ разреза. По нашему мнению зона в интервале пикетов 222-225 является колонной разломных дислокаций, которая прослеживается от верхней мантии (M<sub>1</sub> и M) до кровли кристаллического фундамента (Ф) [9].

е. Юго-западный фланг Олюторского облака определён зоной СЗ поперечного межглыбового Парень-Таловско-Тиличикского разлома, в которой гаснут сейсмические волны. Он же — западная граница субдукции Ватынского надвига, который как по «салазкам-рельсам» зоне разлома надвинут на окраину Корякского микроконтинента. На СВ облака роль салазок играет поперечный межглыбовый Омолон-Каменско-Олюторский разлом. Зоны поперечных межглыбовых разломов являются местом поглощения волн даже сильных землетрясений (с  $M \ge 7.6$ ) и в данном случае — Олюторское событие — экраном,



**Рис. 2.** Развитие афтершоковых процессов в первые и последующие дни Ильпырского землетрясения (13 марта 2013 г.)

за которым распространение волн к ЮЗ в дальнейшем маловероятно.

#### Уроки Хаилинского землетрясения

ж. Разгрузка очага Хаилинского (H = 35 км) и Олюторского (H = 0.6 км) землетрясений локализована в зоне осевого Хаилинского СЗ разлома, образованного в киле (замке) середины прогнутого глубинного разреза опущенной глыбы земной коры Олюторского залива [9].

з. Хаилинская дизъюнктивная колонна возникла на юго-востоке высокоградиентной зоны в подошве литосферы и прослеживается согласно геофизическим данным на юго-восток, о чём свидетельствует также и афтершок № 13 Олюторского землетрясения в фиорде бухты Сомнения на берегу Олюторского залива.

и. Очаг Хаилинского землетрясения возник в низу сквозькоровой дизъюнктивной колонны, ортогональной зоне сочленения региональной СВ Ильпинско-Тылговаямской грабен-синклинали и СВ Говенско-Пылгинского горст-антиклинория, и отражающей сочленение на глубине Олюторского и Говенского террейнов. На поверхности прослеживается по линии бухта Сомненья, Хаилинский разлом, р. Уйвинваям.

к. Резкое (вдвое) расширение долины р. Вывенки у с. Хаилино, дискордантный поворот русла и закартированный по нему СЗ разлом (Хаилинский) являются свидетельством наличия выхода этого поперечного осевого разлома на поверхность. Разлом отражён в магнитном и гравитационном полях и к нему приурочена зона потери корреляции (поглощения волн) МОВЗ при прослеживании глубинных границ разреза по профилю МТЗ-МОВЗ п. Корф-Верхнее Пенжино в интервале пикетов 222–225.

л. Накопление напряжений в колонне-киле прогнутого разреза после Хаилинской «разгрузки» ведёт к дальнейшему улучшению скважности колонны: поры, пустоты, вакансии вместе с газами и растворами мигрируют вверх, где происходит новый толчок близ поверхности — Олюторское землетрясе-



**Рис. 3.** Развитие форшоковых (18 мая 2013 г.) и афтершоковых (после 19 мая 2013 г.) процессов в первые дни Авачинского землетрясения (18 мая 2013 г.). Условные обозначения см. рис. 2

ние (H = 0.6 км). Повторная, уже приповерхностная разгрузка, привела к разрывам на поверхности — сдвигам и сбросам вдоль СВ оси грабен-синклинали и на её границе с горст-антиклиналью. Хаилинское землетрясение было форшоком Олюторского, подготовившего колонну к повторной разгрузке.

В глубинном разрезе опущенных клавиш грабен-синклинали земной коры Олюторского залива на его максимальном прогибе в киле (замке) концентрируются при вращении Берингии максимальные напряжения. Это приводит к миграции пор, пустот, вакансий и флюидов, образующих колонну разлома. В низу колонны (35 км) происходит Хаилинский толчок. Продолжение накопления напряжений возбуждает взрыв у поверхности разгрузки. Происходит толчок Олюторского события в верху ранее подготовленной колонны. При единой колонне обоих землетрясений разрядка их напряжений определена геодинамическим состоянием и ко времени Олюторского события локализована в наиболее погруженном и напряжённом среднем глубинном блоке грабен-синклинали. Разрядка сняла напряжение, а его Олюторское событие распространилось ортогонально (135°) своему форшоку с образованием СВ продольных разрывов на поверхности.

#### О некоторой закономерности вероятного положения сейсмотектонических структур ряда землетрясений на окраине континента

Обратимся к другим землетрясениям на окраине континента с целью использования механизма, предложенного выше для сейсмотектонической структуры Хаилинского землетрясения.

Ориентировка облака Хаилинского землетрясения (рис. 1) и афтершокового Ильпырского (2013 г.) (рис. 2), Авачинского (18 мая 2013 г.) (рис. 3) землетрясений свидетельствует о вероятной связи их основного толка и простирания афтершоков с разломными дислокациями, возникающими в килях прогнутых геоструктур глыбово-клавишной структуры земной коры на активной современной окраине континента.

В замках поднятой геоструктуры на осевой линии поднятой глыбы Олюторского полуострова располагается в сочленении Беринговоморского поднятия и Корякского микроконтинента Корякское





**Рис. 4.** Развитие афтершоковых процессов в первые дни Усть-Камчатского землетрясения (15 декабря 1971 г.). Условные обозначения см. рис. 3

землетрясение. К поднятию п-ова Камчатский мыс на Камчатке приурочена ось эллипса Усть-Камчатского события (1971 г.) (рис. 4). Осевые поперечные линии систем звеньев, образующих СЗ глыбы, известны в виде разломов в металлогении. Например, к ЮЗ от Парень-Таловско-Тиличикского разлома определена воздымающаяся глыба п-ов Говена-Ильпинского-Ильпыр. Здесь внутрикоровые осевые СЗ разломы глыб являются разломно-блоковыми геоструктурами, формирующими протяжённые (десятки км) линейные разноблоковые горсты и грабены. В блоках горстов на поверхность выведены глубинные части разреза, в частности, в серо-золотоносном осевом Малетойваямском «разломе-горсте» выведена линейная СЗ колонна вторичных кварцитов с глубинными высокотемпературными фациями с корундом, анатазом, диаспором, жильным кварцем, вольфрамом, молибденом и т. п. Разлом фиксирует максимум поднятия — замок поднятого разреза воздымающейся глыбы, отраженной в данных сейсморазведки и МТЗ.

Следует отметить, что В.А. Салтыков[6], оценивая Ильпырское землетрясение и считая его «...наиболее значительным в цепи последующих землетрясений» (стр. 195) пишет в выводах: «...Анализ показал, что выявленная при оперативной обработке линейная структура эпицентров в Карагинском заливе в мае-сентябре 2013 г., вероятно, является артефактом» (стр. 199). Нам жалко рас-

ставаться с красивой гипотезой связи локализации очага Ильпырского землетрясения и его афтершоков с разломной дислокацией в киле (замке) геоструктуры — прогнутой клавиши земной коры Кичигинского залива (рис. 2). Поэтому обратимся к ещё двум событиям. На рис. 3 показано развитие процесса в Авачинском заливе и ещё более раннего — Усть-Камчатского землетрясения (рис. 4). Первые дни событий показывают вероятную приуроченность разгрузки по разломным дислокациям в осевом сечении геоструктур окраины клавиш земной коры (рисунки 3-5 составлены Г. П. Яроцким и И.В. Василюком). В последующем релаксация наследует северо-восточный разломный геодинамический план зоны субдукции Камчатки, постоянно находящийся в режиме «ожидания и приёма» волн.

Предлагается схематический геологический разрез по линии: эпицентр Ильпырского землетрясения — Малетойваямский осевой разлом — Хаилинский эпицентр — Корякский эпицентр (рис. 5). Разрез опущенной глыбы Олюторского залива близок к установленному по профилю МТЗ-МОВЗ [2, 7], в остальных случаях отражена концепция глыбово-клавишной структуры земной коры на активной окраине контингента. Показаны глыбы земной коры и их разрезы в воздымающихся и опускающихся условиях глубинных движений. В центральных частях глыб показаны установленные осевые разломные поперечные дислокации (Молетойваямский —



**Рис. 5.** Схематический глубинный геологический разрез по линии Ильпырское землетрясение (13 марта 2013 г.) – эпицентр Корякского землетрясения (13 октября 1988 г.).

см. стр. 7, Хаилинский) и предполагаемые (р. Валоваям и Беринговский [1]). Геологический разрез приведён по синтезу разных взглядов на глубинное строение окраины континента.

#### Выводы

1. Ориентировка облаков и простирание названных выше «именных» землетрясений свидетельствуют об отсутствии связи их только с какой-либо одной геоструктурой, а отражают разломно-блоковый структурный план территории.

2. Геоструктуры клавишей глыб земной коры на современной окраине континента СВ Азии вне условий их геотектонического движения (воздымающиеся-опускающиеся) испытывают максимум напряжений в замках (килях) их слоёв, что создаёт линейную СЗ колонну в коре и проявляется в разломах на поверхности.

3. Глыбово-клавишная структура земной коры на активной окраине континента на СВ Азии может быть полезной при оценке связей сейсмичности и тектоники.

#### Список литературы

- Апрелков С. Е., Декина Г.И., Попруженко С. В. Особенности геологического строения Корякского нагорья и бассейна р. Пенжины // Тихоокеанская геология. 1997. Том. 16. № 2. С. 46–57.
- Белявский В. В., Золотов Е. Е., Ракитов В. А. и др. Глубинная сейсмогеоэлектрическая модель Охотско-Чукотского вулканогенного пояса и Центрально-Корякской складчатой зоны в пределах профиля Корф-Верхнее Пенжино // Олюторское землетрясение 20(21) апреля 2006 г. Корякское нагорье / Отв. ред. Чебров В. Н.. Петропавловск-Камчатский: ГС РАН, 2007. 290 с.
- Карта полезных ископаемых Камчатской области м-ба 1:500 000. Листы 2–8, 11. Ред. Литвинов А. Ф., Патока М. Г., Марковский Б. А. Редакторы-составители Фролов Ю. Ф. и др. СПб., Карт. фабрика ВСЕГЕИ. 1999. 19 л.
- Ландер А.В., Букчин Б.Г., Дрознин Д.В. и др. В сб. Геодинамика и прогноз землетрясений. Вычислительная сейсмология. М.: Наука, 1994. Вып. 26. С. 103–122.
- Мороз Ю.Ф. Строение осадочно-вулканогенного чехла Камчатки по геофизическим данным // Тихоокеанская геология. 1991. №1. С. 59–67.

### Секция III

Современные гидротермальные системы: геотермия, геохимия, постмагматические процессы. Вулканогенное рудообразование. Новые методы исследования и оборудование.

- Салтыков В. А. Необычная сейсмическая активизация в Карагинском заливе (март-сентябрь 2013 г.). Тр. IV научно-технической конференции «Проблемы комплексного геофизического мониторинга ДВ России». 29 сентября-5 октября 2013 г. Петропавловск-Камчатский. С. 195–199.
- Федотов С. А., Чехович В. Д., Егоркин А. В. Неогеновая глубинная структура юга Корякского нагорья и современная сейсмичность региона // ДАН, 2011. Том. 437. № 5. С. 655–658.
- Яроцкий Г. П. Отражение в Центрально-Камчатском вулканическом поясе разрывной тектоники его основания // Геол. строение и полезные ископаемые Камчатки. М.: 1983.
- Яроцкий Г. П., Василюк И. Н., Митрофанов М. О. Сейсмотектоническая структура Хаилинского землетрясения. Труды IV научн.-тех. конф. «Проблемы комплексного геофизического мониторинга ДВ России». Петропавловск-Камчатский. С. 215–219 (см. п. 6).



УДК 551.21/23

Е.Г. Калачёва

Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, г. Петропавловск-Камчатский e-mail: keg@kscnet.ru

### Происхождение NH<sub>4</sub> и H<sub>3</sub>BO<sub>3</sub> в парогидротермах Кошелевского массива

На основании геохимических данных и изучении геологического строения Кошелевского массива показано, что основным источником поступления азотсодержащих компонентов и бора служат вулканогенно-осадочные породы берёзовской свиты среднемиоценового возраста, являющиеся фундаментов для данного вулканического массива. Предложена предварительная концептуальная модель Кошелевской гидротермальной системы.

#### Введение

Исследуемые парогидротермы являются поверхностными проявлениями Кошелевской гидротермальной системы, связанной с одноименным вулканическим массивом, расположенным в южной части Камчатского полуострова. Формирование и развитие Кошелевского массива происходило на протяжении плейстоцен-голоцена. Сложен он базальтовыми и андезитовыми лавами и лавобрекчиями. [11]. Фундаментом служат вулканотерригенными песчаниками берёзовской свиты среднемиоценового возраста. Последнее историческое извержение произошло в конце 17 века [5]. На склонах вулканического массива выделяются две крупные термоаномалии с мощными выходами парогидротерм. Наиболее интенсивно парогидротермы Кошелевского массива изучались в 50-70-е годы XX века, когда были проведены геологические, геофизические, гидрогеологические исследования, ряд тематических работ и также выполнено разведочное бурение<sup>1</sup>. Результаты бурения нашли отражение в работах [4, 8, 9]. Начиная с 2005 г., в этом районе работает комплексная Южно-Камчатская экспедиция Института вулканологии и сейсмологии [10].

Не смотря на то, что парогидротермы Кошелевского массива привлекают внимание учёных на протяжении длительного времени, вопрос о происхождении основных компонентов химического состава вод изучен очень слабо. Все исследователи сходятся во мнении, что  $NH_4$ , и  $H_3BO_3$ , также как и  $CO_2$ ,  $H_2S$ , Cl, в исследуемых парогидротермах имеют глубинное, возможно мантийное, происхождение [1, 9, 12] и источником этих компонентов служит магматический «флюид», привносящий их в циркулирующую в недрах вулканического массива гидротермальную систему. В обобщающих работах, посвящённых геохимии бора в термальных водах Камчатского полуострова, встречаются две точки зрения на происхождение этого элемента в глубинных гидротермах. В работах [2, 15] сделано предположение, что бор в является только первичным компонентом глубинного флюида, без дополнительного привноса из вмещающих пород. В то время как, В. Д. Пампурой [7] выявлено, что именно за счёт извлечения из вмещающих пород происходит активное обогащение бором гидротерм Камчатки. Подобная ситуация складывается и с происхождением аммония в термальных водах: или за счёт разложение азотсодержащих органических веществ во вмещающих породах или за счёт азота и аммиак, поступающих непосредственно из магматического источника [13].

Неопределенность в ответах на вопросы, связанные с происхождением основных макрокомпонентов в парогидротермах Кошелевского массива определила необходимость проведения дополнительных исследований. В данной работе впервые рассмотрены возможные источники обогащения гидротерм Кошелевского массива ионами аммонии и борной кислотой. Предложена предварительная концептуальная модель Кошелевской гидротермальной системы. В основу публикации легли данные, полученные автором в ходе полевых работ в пределах термоаномалий в 2009 г., а также опубликованные и фондовые материалы. Общий химический анализ, включающий определение ионов NH<sub>4</sub><sup>+</sup>, Na<sup>+</sup>, K<sup>+</sup>, Ca<sup>2+</sup>, Mg<sup>2+</sup>, HCO<sub>3</sub>, Cl<sup>-</sup>, F<sup>-</sup>, SO<sub>4</sub><sup>2-</sup>, H<sub>3</sub>BO<sub>3</sub>, H<sub>4</sub>SiO<sub>4</sub> проведён в аналитическом центре Института вулканологии и сейсмологии ДВО РАН потенциометрическим, объёмным, колориметрическим и атомно-абсорбционным методами.

### Краткое описание термопроявлений и их химический состав

Как уже упоминалось, современные парогидротермы, разгружающиеся на склонах Кошелевского вулкана приурочены к двум изолированным площадкам (рис. 1). Верхне-Кошелевская термоаномалия, площадью 303 м<sup>2</sup>, расположена в севе-

<sup>&</sup>lt;sup>1</sup>Писарева и др. Отчёт о поисковых работах, проведенных на Нижне-Кошелевском месторождении парогидротерм в 1975– 1984 гг. (в 3-х томах). Т. 1. 1984.



Рис. 1. Расположение Верхне-Кошелевской (ВК) и Нижне-Кошелевской (НК) термоаномалий.

ро-западной части Кошелевского массива в эрози- Результаты исследования и их обсуждение онной котловине, открытой на север на абсолютных отметках 1230 м - 1250 м. Парогидротермы выходят у подножия субвулканической интрузии долеритов на контакте с голоценовой экструзией андезито-дацитов [1]. Нижне-Кошелевская термоаномалия находится на внешнем склоне старой соммы, сложенной четвертичными лавами, в зоне повышенной трещиноватости плиоценовых пород на пересечении радиальных разломов [1] на высоте 750-850 м. Выходы парогидротерм сосредоточенны на площади  $100 \times 300$  м на северном пологом склоне и на дне оврага вдоль основного водотока. По подсчетам [1] естественный вынос тепла парогазовыми струями данных термоаномалий достигает 50 000 и 24 800 ккал/с соответственно. Основными формами термопроявлений на сольфатарных полях являются парогазовые струи, термальные озерца и кипящие водно-грязевые котлы. Часть парогазовых выходов расположена непосредственно в руслах ручьёв, пересекающих термоаномалии. По общему ионному составу термальные воды относятся к кислым или слабокислым (рН 3-5,8) сульфатным, реже гидрокарбонатно-сульфатным аммониевым или кальциево-аммониевым с повышенным содержанием борной кислоты и температурой 68-98° С (рис. 2). Общая минерализация редко превышает 1 г/л (только в грязевых котлах), и в среднем составляет 0,6-0,8 г/л. Содержание газовой фазы в парогидротермах составляется менее 0,15%. Газ существенно углекислый (до 80 об. %), постоянно присутствуют  $H_2S$ ,  $SO_2$ ,  $H_2$ ,  $CH_4$ ,  $N_2$ , при этом в газах Верхне-Кошелевских парогидротерм преобладает сероводород, а в газах Нижне-Кошелевских парогидротерм — метан [1, 9].

Сравнительный геохимический анализ Верхне и Нижне-Кошелевских парогидротерм выявил высокую корреляционную зависимость между ионами аммония и борной кислотой в пересчете на бор в термальных водах (рис. 3), указывающую на общие условия их формирования. NH<sub>4</sub> и В также тесно связаны с SO<sub>4</sub> и минерализацией воды, что закономерно, поскольку именно концентрации этих компонентов составляют большую часть в общем количестве растворённого в воде вещества.



Рис. 2. Диаграмма химического состава термальных вод.



Рис. 3. Распределения соотношений концентраций отдельных компонентов в термальных водах.



Рис. 4. Характеристика скважины 8 по данным отчёта [?] 1 — андезито-дациты; 2 — андезиты; 3 — андезито-базальты; 4 — базальты и долериты; 5 — брекчевые лавы; 6 — туфы андезито-базальтов; 7 — туфы базальтов; 8 — туфоконгломераты; 9 — песчаники вулканотерригенные; 10 — алевролиты вулканотерригенные; 11 — рыхлые отложения; 12 — кора выветривания; 13 — главная зона, выводящая перегретую воду; 14 — границы разновозрастных образований; 15 — границы фациальных разновидностей. Возраст пород разреза:  $Q_I pau$  — отложения паужетской свиты;  $Nal_2$  — алнейская серия, средняя пачка;  $Nal_1$  — алнейская серия, нижняя пачка;  $N_1^2$ br — образования берёзовской свиты;  $aN_1^2$  — субвулканические интрузии и дайки среднего миоцена;  $aN_2$  — дайки плиоцена;  $aD_I$ 

Для оценки гидрогеохимических условий форми- водорастворимого бора [6] и при взаимодействии рования термальных вод широко используются отношение Cl/B. Для Верхне- и Нижне-Кошелевских термоаномалий характерен довольно широкий диапазон значений, отражающих концентрации бора в отдельных термопроявлениях, при стабильно низких содержаниях Cl-ионов (см. рис. 3). Прямой зависимости между этими компонентами не выявлено, в точках с максимальными значениями H<sub>3</sub>BO<sub>3</sub> в пересчёте на бор количество Cl-ионов находится ниже предела обнаружения. Отношения концентраций Cl/В в термальных водах изменяются в пределах от 7 до 0,2. Как показано в работах [17, 18] низкие отношения Cl/B, связанные с высокими концентрациями бора, характерны для термальных вод осадочных пород, обогащённых органическими веществами, аммиаком и углекислым газом. Детальные исследования, основанные на изучении изотопного состава бора в гидротермах геотермального месторождения Нгауаха, Новая Зеландия [19] выявили, что высокие концентрации бора в термальных водах являются следствием взаимодействия подземных вод с вмещающей граувакко-аргиллитовой толщей.

Непосредственно в районе Нижне-Кошелевской термоаномалии буровыми работами, проводимыми в 70-80е года XX века осадочные отложения не были вскрыты. Однако, пробуренными скважинами на побережье Охотского моря у подножия массива на глубине более 1000 м вскрыт его фундамент, представленный интенсивно изменёнными вулканотерригенными песчаниками берёзовской свиты среднемиоценового возраста (рис. 4), с богатым спектром органических остатков и наличием битума МБА. На наличие нефтепродуктов на глубине указывает также и значительные содержания в термальных водах Нижне-Кошелевской т/а и конденсате из скважин нафтеновых кислот, которые были выявлены в ходе исследований, проведённых в 80-е годы прошлого века. По химическому составу подземные воды, циркулирующие в неогеновых отложениях, вскрытые скважиной 8 относятся к перегретым хлоридным натриевым рассолам (см. рис. 4). Эксперименты, проведённые ещё в начале 70-х годов XX века [16] показали, что в условиях высоких температур (выше 200° C) при взаимодействии вод именно хлоридного натриевого состава происходит активное извлечение из осадочных пород различного состава органических соединений, в первую очередь это касается азотсодержащих веществ, нейтральных смол и нафтеновых кислот. Возможно, что именно за счёт термического разложения органических остатков во вмещающих породах происходит высвобождение аммиака и переход его в жидкую фазу в виде ионов аммония. С наличием нефтепродуктов в этих отложениях связано и появление в термах борной кислоты. Дополнительным источником бора могут служить и ангидриды, широко распространенные в отложениях берёзовской свиты. Ангидриды обычно характеризуются высоким содержанием

с гидротермальными растворами может выноситься до 80% рассеянного в породе бора.

#### Предварительная концептуальная модель Кошелевской гидротермальной системы

На основании вышесказанного, с учётом анализа опубликованных данных по исследуемому району и существующих представлений о пародоминирующих гидротермальных системах [3, 8, 14, 18] можно предложить предварительную концептуальную модель Кошелевской гидротермальной системы (рис. 5).

Источником тепла для системы служит внутрикоровый магматический очаг, определённый геофизическими исследованиями о глубинном строении района Кошелевского массива [1]. Степень дегазации его на современном этапе не определена, и считать его основным источником поступления вещества в гидротермальную систему нет оснований. Водовмещающими породами является мощная толща вулканогенно-осадочных отложений неогенового возраста. За счёт взаимодействия гидротермальных растворов с богатыми органикой вмещающими породами в условиях высоких температур происходит переход в жидкую фазу аммиака, бора и, возможно, метана, углекислого газа и сероводорода. В двухфазной зоне системы происходит отделение пара и газа, в основном СО<sub>2</sub> с примесью другие летучие  $(H_2S, SO_2, CO, CH_4, H_2, N_2)$ . Они поднимаются к поверхности без значительных потерь тепла (снижение его температуры происходит только за счёт адиабатического расширения, и поэтому при выходе на поверхность его температура часто превышает 100° C) через породы непроницаемые для жидкой фазы. В приповерхностных условиях часть парогазовой смеси адсорбируются грунтовыми водами, насыщенными кислородом. Окисление  $H_2S$  до  $H_2SO_4$ в аэрированной воде приводит к образованию низкотемпературных сульфатных кислых гидротерм. С паром также переносятся борная и нафтеновые кислоты и аммиак. В зависимости от физико-химических условий выхода парогидротерм на поверхности формируются основные формы термопроявлений на участках, представленные паро-газовыми струями, кипящими водно-грязевыми котлами, термальными источниками и бессточными водоемами. Центральная часть системы находится ближе к Верхне-Кошелевским гидротермам. Не смотря на то, что выходы этих парогидротерм расположены выше на 500 м, по выносу тепла они практически вдвое превосходят Нижне-Кошелевские. Кроме того, на это указывает и распределение газа в естественных выходах и скважинах, пробуренных на западном склоне массива. В центральных частях гидротермальных систем подавляющее значение имеет углекислый газ, уменьшаясь к периферии, тогда как количество метана в центре минимально, а на окраине он практически заменяет углекислый



**Рис. 5.** Концептуальная модель Кошелевской гидротермальной системы (составлено с использованием данных [4, 12]). 1 — лавы четвертичного возраста; 2 — образования паужетской свиты (Q<sub>I</sub>pau); 3 — образования алнейской серии (Nal); 4 — отложения берёзовской свиты (N<sub>1</sub><sup>2</sup>br); 5 — крупная субинтрузия андезитов-андезитов-дицотов-диоритовых порфиритов (a-ax-dmQ<sub>I</sub>); 6 — субвулканические интрузии долеритов (bQ<sub>III-IV</sub>); 7 — разрывные нарушения; 8 — геоизотермы; 9 — граница зоны природного пара; 10 — пьезометрический уровень подземных вод; 11 — направления движения подземных вод; 12 — граница водоносного горизонта со свободной поверхностью.



Рис. 6. Газовый состав в естественных выходах и скважинах (об. %).

газ [9]. Подобное распределение газов наблюдается в естественных выходах и в скважинах, пробуренных на западном склоне Кошелевского массива от Верхне-Кошелевских парогидротерм до Охотского побережья (рис. 6). Уровень подземных вод на начальных стадиях формирования термоаномалий был близок к поверхности, в настоящей время жидкая фаза находится на глубине не менее 2-х км под уровнем моря при температуре выше 300° С [8]. Столь сильное понижение положения водного зеркала отчасти может быть связано с тем,

что за время деятельности парогидротерм, которую условно можно сравнить с постоянно эксплуатируемыми скважинами, сформировались значительные депрессионные воронки вокруг выходов парогидротерм (см. рис. 5). Подземные воды верхнего горизонта движутся по уклону к местному базису дренирования, практически не попадая в область влияния депрессионных воронок за счёт низких фильтрационных свойств четвертичных отложений, а пополнение системы происходит за счёт стягивания в центральную зону подземных вод, область питания которых находится за пределами массива, что подтверждается данными бурения. Пробуренными скважинами по линии до охотского моря зафиксировано движение подземных вод к центру системы.

#### Заключение.

В результате проведённых исследований выявлено, что основным источником поступления NH<sub>4</sub> и Н<sub>3</sub>ВО<sub>3</sub> в гидротермы Кошелевского массива, вероятнее всего служат породы фундамента, представленный интенсивно изменёнными вулканотерригенными песчаниками берёзовской свиты среднемиоценового возраста, с богатым спектром органических остатков и наличием битума МБА. Возможно, что 10. и некоторые другие компоненты поступают в гидротермы из вмещающих пород. За счёт термического разложения органических остатков помимо аммиака происходит высвобождение метана. С наличием нефтепродуктов в этих отложениях может быть связано и появление сероводорода, а процессы окисления органики и декарбонитизации пород приводят к формированию углекислого газа. При высоких температурах и давлении они переходят в водный раствор. Предложенная концептуальная модель объединяет Верхне-Кошелевские и Нижне-Кошелевские парогидротермы, как поверхностные проявле- 13. ния единой системы, центральная часть которой находится в районе Верхне-Кошелевской термоано- 14. малии.

Полученные данные носят предварительный характер и требуют дальнейших детальных обоснова- 15. ний.

#### Список литературы

- 1. Вакин Е.А., Декусар З.Б., Сережников А.И., Спиченкова М.В. Гидротермы Кошелевского вулканического 17. массива // Гидротермальные системы и термальные поля Камчатки. Владивосток. 1976. С. 58-84.
- 2. Горбов. А.Ф. Геохимия бора. Л.: Недра. 1976. 207 с.
- Гунин В.И. Гидротермальные системы с паровыми резервуарами (концептуальные, экспериментальные 19. и численные модели). Новосибирск: Наука, 1996. 184 с.
- 4. Кирюхин А.В., Кирюхин В.А., Манухин Ю.Ф. Гидрогеология вулканогенов. Санкт-Петербург: Наука, 2010. 396 c.
- 5. Литасов Н.Е., Огородов Н.В., Кожемяка Н.Н, Хаткевич Ю.М., Сугробова Н.Г., Барабанов Л.Н. Паужет-

ская вулкано-тектоническая структура. // Вулканы и геотермы Камчатки. Петропавловск-Камчатский. 1974. C. 47-72.

- 6. Озол А.А. Осадочный и вулканогенно-осадочный рудогенез бора. М.: Наука. 1983. 208 с.
- 7. Пампура В.Д. Геохимия гидротермальных систем областей современного вулканизма. Новосибирск: Наука. 1985. 151 c.
- 8. Писарева М.В. Зона природного пара Нижне-Кошелевского геотермального месторождения // Вулканология и сейсмология. 1987. № 2. С. 52-63.
- 9. Поздеев А.И., Нажалова И.Н. Геология, гидродинамика и нефтегазоносность Кошелевского месторождения парогидротерм // Вулканология и сейсмология. 2008. № 3. C. 32-45.
- Рычагов С. Н. Исследования Южнокамчатско-Курильской экспедиции ИВиС ДВО РАН в Паужетско-Камбально-Кошелевском геотермальном районе на Камчатке // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2008. № 2 (12). C. 203-206.
- 11. Сережников А. И., Литасов Н. Е., Огородов Н. В., Спиченкова М. В. Кошелевский вулканический массив // Бюллетень вулканологической станции. 1973. №49. C. 54-59.
- Сережников А.И., Спиченкова М.В. Геология и подземные воды Кошелевского вулканического массива (Камчатка) // Доклады Академии наук. 1978. Том. 240. №3. C. 681-684.
- Таран Ю.А. Геохимия геотермальных газов. М.: Наука. 1988. 168 с.
- Тонани Ф. Геохимические методы изучения геотермальных месторождений. Изучение и использование геотермических ресурсов. М.:Мир. 1975. С. 233-272.
- Трухин Ю.П., Шувалов Р.А. Современный гидротермальный процесс в эволюции вулканизма. М.: Наука. 1979. 135 c.
- 16. Швец. В.М. Органические вещества подземных вод. М.: Недра. 1973. 192 с.
- Эллис А. Количественная интерпретация геохимических данных гидротермальных систем. Изучение и использование геотермических ресурсов. М.:Мир. 1975. C. 272-299.
- 3. Жатнуев Н. С., Миронов А. Г., Рычагов С. Н., <sup>18.</sup> Ellis A.J., Mahon W.A.J. Chemistry and geothermal systems. Acad N.Y.. 1977. 392 p.
  - Aggarwala J.K., Sheppardb D., Mezgera K., Pernicka E. Precise and accurate determination of boron isotope ratios by multiple collector ICP-MS: origin of boron in the Ngawha geothermal system, New Zealand // Chemical Geology. 2003. № 199. P. 331-342.



УДК 551.23: 550.42

О. Ф. Карданова

Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, г. Петропавловск-Камчатский e-mail: kof@kscnet.ru

# Некоторые особенности геохимии глин Кихпинычского долгоживущего вулканического центра (КДВЦ)

В данной работе приведён большой фактический материал по содержанию в глинах термальных полей КДВЦ 24 микроэлементов, среди которых редкоземельные и редкие. Глины имеют различный генезис: одни образовались в результате изменения пород под действием фумарольных газов, другие — гидротермальных растворов, третьи осаждаются из гидротерм с температурой около 100° С и ниже, также определённую роль играют экзогенные факторы. Глины для многих микроэлементов являются хорошими сорбентами, другие могут изоморфно замещать в них породообразующие элементы.

#### Введение

Расположенный на территории Кроноцкого заповедника вулканический массив Кихпиныч имеет сложную историю развития. Вулкан Старый Кихпиныч (СК) образовался в среднем – верхнем плейстоцене [1]. В верхнем плейстоцене на юго-западном склоне вулкана СК образовался дацитовый вулкан Сопка Жёлтая [1, 14]. В голоцене, после длительного перерыва (десятки тысяч лет), на северном склоне этого вулкана сформировались конусы Молодого Кихпиныча: Западный и Савича [1–2].

Ранее автором было рассмотрено поведение отдельных элементов (Cu, Zn, Pb, Hg, Th, U, Rn, Au и др.) в различных типах хемогенных осадков КДВЦ [5–13]. В данном сообщении показано поведение 24 элементов в глинах, образовавшихся в результате изменения пород под действием фумарольных газов и гидротермальных растворов. Из низкотемпературных гидротермальных растворов при рН 2,5 – 5,5 образуется каолинит, в близнейтральных условиях — монтмориллонит. Определённую роль играют экзогенные факторы.

Для диагностики глин в районе КДВЦ использовались следующие методы: химический, дифференциально-термический анализ (ДТА), ИК-спектроскопия, рентгеновский. В статье автора [9] достаточно подробно рассмотрены условия образования, распространение и состав глин. В этом сообщении показано содержание отдельных элементов в составе глин, имеющих разный генезис.

Всего было проанализировано 112 образцов глин, 77 из них — в Институте вулканологии и сейсмологии ДВО РАН на рентгенофлюоресцентном спектрометре «S4 PIONEER» и 35 образцов — методом РФА-СИ (рентгенофлюоресцентный анализ с использованием синхронного излучения) в Институте ядерной физики (Новосибирск). При сравнении данных, полученных этими методами, близкие результаты отмечаются для V, Rb, Zn, Sr, Y, Zr, Nb, Мо, As. Для трёх элементов (Cr, Ni, Cu) данные, полученные методом РФА-СИ, выше по сравнению с первым методом, для свинца — ниже.

#### Краткая характеристика условий образования глин.

В районе Кихпинычского долгоживущего вулканического центра глины встречены на девяти термальных полях (ТП), а также в районе южного и западного перевалов вулкана СК и на южной кромке кратера Сопки Жёлтой (рис. 1).

Белые каолинитовые глины занимают большую часть ТП 4, 7, 10. Каолиниты образуют землистые или тонкодисперсные плотные массы. От примесей они могут быть светло-сиреневые (ТП 2), желтоватые (П 5-П 6) и других оттенков. К остаточным каолинитам относятся образовавшиеся на месте разложения силикатных пород (ТП 2, некоторые — на ТП 10), а также П 6-П 8. Светлые каолиниты ТП 4, образовавшиеся в результате размыва гидротермально-изменённых пород и переноса их водными потоками с последующим отложением, относятся к переотложенным. Каолиниты также образуются в зонах смешения субщелочных и кислых водотоков (ТП 1), но в данном сообщении они не рассматриваются. Минеральные глины грязевых котлов ТП 10 имеют следующий состав: каолинит кремнезём, каолинит — алунит — кремнезём, каолинит — кремнезём — сера, иногда каолинит кремнезём — пирит. В конгломерате ТП 3 цемент представлен голубоватым галлуазитом (по данным термического анализа).

В кратере вулкана Старый Кихпиныч, относящегося к верхнему – среднему плейстоцену [14], высокоглинозёмистые низкокалиевые толеитовые базальты и их туфы сильно изменены гидротермальными процессами до монтмориллонитовых глин на южном склоне (ТП 1) и до каолинитовых на северном (ТП 2).



Рис. 1. Схема расположения вулканов, характерных элементов рельефа и термальных полей КДВЦ. Условные обозначения: 1 — лавовые конусы; 2 — лаво-пирокластические конусы; 3 — вершины; 4 — отвесные склоны; 5 — отдельные скалы; 6 — крутые склоны; 7 — горизонтали; 8 — водоразделы; 9 — снежники; 10 — лавовые потоки; 11 — поля с холодными источниками; 12 — термальные поля (цифра — номер поля); 13 — поля с глинами. *Термальные поля*: 1 — Южное (СК); 2 — Северное (СК); 3 — «Щёки», восточный склон СК, русло ручья Кислый; 4 — ручей Кислый (от подножия вулкана СК до истоков реки Мутной; 5 — южный перевал у сопки Ближней; 6 — западный перевал на кромке кратера вулкана СК; 7 — Вершинное; 8 — южная кромка кратера Сопки Жёлтой; 9 — Северо-Кихпинычское; 10 — Южно-Кихпинычское; 11 — Верхне-Гейзерное; 12 — Долина Гейзеров. На врезке показано расположение района исследований.

Источники, выходящие на поверхность на середине южного склона, имеют гидрокарбонатно-сульфатный состав. Термальные воды на ТП 1 субщелочные, с высоким содержанием Са и Мg. Северный склон кратера СК представлен изменёнными до каолинитовых глин породами (TП 2, см рис. 1). На этом поле было много тёплых и горячих (до 97° С) ультракислых (pH < 3) источников с сульфатным составом вод и высоким содержанием Са.

Русло ручья Кислого в районе ТП 3 (восточный склон СК, см. рис. 1) проходило по конгломератам, цементом в которых являлся белоснежный галлуазит. Среди этого цемента пробивалось на поверхность до 20 небольших субщелочных источников (разбавленные Cl-Na воды), на дне которых осаждались глинозёмистые осадки. Происхождение белоснежного галлуазитового цемента конгломерата не совсем ясно и требует дополнительных исследований. Это поле было погребено под материалом обрушения 1982 г. и лахара, сошедшего в 1997 г. по руслу ручья Кислого [9].

На южном склоне Сопки Жёлтой находится ТП 7 (см. рис. 1) длиной более 100 м и шириной около 10 м. Трещину, на которой сидит это поле, трассировала цепочка мелких парогазовых выходов с  $t = 72 - 97^{\circ}$  C. В составе газа фумарол присутствовал H<sub>2</sub>S. Обелённые породы этого поля имеют опал — алунит каолинитовый состав, они образовались в сольфатарную стадию. У южного подножия Сопки Жёлтой (ТП 10, см. рис. 1), было расположено  $\sim 30$  белых грязевых котлов различного диаметра (от 40-50 см до 2–3 м) и глубиной до 2,5 м. Минеральный состав глин представлен каолинитом и аморфным кремнезёмом, часто - с алунитом, иногда - с серой, редко – с пиритом. На северном склоне Сопки Жёлтой (ТП9, см. рис. 1) вблизи фумаролы также встречаются каолинитовые глины, обычно содержащие гидроокислы железа.

Рай	но								ά	улкан	Crapt	и гиз	КПИНЫ	r.								Жëл	ıтая
№ пс	вц		T	11			IT	T 2		ТП	3		IT	I 4		ΠΤ	[ 5		TI	9 I		TT	I 8
	*	OT	до	$X_{ m cp.}$	u	OT	од	$X_{ m cp.}$	n	OT	u u	OT	до	$X_{ m cp.}$	u	OT	u	OT	до	$X_{ m cp.}$	n	оT	u
Sc	<1,5	7	41	26, 5	4	5	24	14,5	2	9	1	21	42	31, 5	2	2	1	45	46	45,5	2	24	1
Λ	<1,6	313	328	320,5	2	59	189	124,0	2	27	1	301		301,0	1	73	1	366	406	386,0	2	82	1
с г	<2,8	19	38	28,5	2	12	34	23,0	2	14	1	20		20,0	-	27	1	42	46	44,0	2		1
Ni	<1,6	$^{2,1}$		2,1	1	$^{2,1}$		$^{2,1}$	1		1				7	60	1	-			2		1
Cu	<2,1	17	46	26,0	4	13	34	23,5	2	29	1	9	40	23,0	7	153	1	23	27	25,0	2	26	1
Zn	<1,6	34	70	53,8	4	2	9	4,0	2	4	1	29	37	33,0	2	187	1	18	23	20,5	2	17	1
As	<2,3				4	29	56	42,5	2		1	21	23	22,0	2		1	29	34	31, 5	2	15	1
Зb	<0,8	1	2	1,5	2				2		1	œ		8,0	1		1				2	41	1
Sr	<0,8	47	269	144,5	4	240	362	301,0	2	2	1	71	213	142,0	7	130	1	46	74	60,0	2	47	1
У	<0,9	12	26	18,0	4	æ	8	8,0	2	2	1	14	32	23,0	2	2	1	14	16	15,0	2	17	1
Zr	<1,4	27	79	50, 3	4	51	151	101,0	5	3	1	32	91	61, 5	5		1	56	60	58,0	5	140	1
Чb	<0,9	2	9	3, 5	4	2		$^{2,0}$	1		1	4	4	4,0	7	2	1	4	4	4,0	2	2	1
Чo	<3,0	1	2	1,5	2				2		1				5		1	1		1,0	1		1
Ba	<4,9	30	500	180,0	4	32	455	243,5	5		1	227	912	569, 5	2	15	1	29	59	44,0	5	571	1
าล	<4,5	4	5	4,5	2	16		16,0	1	ŝ	1	7		7,0	-		1	6		$^{0,0}$	1	16	1
с С	<4,6	11	28	19, 5	2	24	56	40,0	2	14	1	34		34,0	1	26	1	28	37	22,0	2	24	1
q	<1,4	13	20	16, 5	4	17	43	30,0	2	24	1	31	36	33, 5	2	8	1	28	37	32, 5	2	20	1
ľh	$<\!1,2$	1	7	5,0	4	1	2	1,5	2	2	1	2	7	4,5	2	1	1	2	2	$^{2,0}$	2	12	1
Ŋ	<1,5				4				2		1				2		1				2	2	1

Район			ŭ	опка	Жёлт	ая			$\operatorname{Bep}$	лине-Го	ейзерн.	ый	До.	лина I	Ъйзер	OB		Таот	Dhido	[14]	
ле		T	П 9			TI	I 10			ТП	[ 11			ТП	12			IDDIA	тов, т рио	[11]	
*	OT	до	$X_{ m cp.}$	u	OT	од	$X_{ m cp.}$	$u$	OT	до	$X_{\rm cp.}$	u	OT	од	$X_{\rm cp.}$	u	15-78	$^{1}67-77$	$^{2}1-91$	$^{2}3-91$	$^{2}59-82$
<1,5	5 14	23	17, 3	3	4	141	22,1	41	10	58	35,7	10	3	133	41,8	10	26,6	20, 4	31,4	35,6	12,7
<1,6	3 93	120	108,0	ŝ	16	135	55,2	30	54	339	221,0	8	110	154	128, 5	4					
<2,8	3 12		12,0	1	വ	31	11,8	26	1	55	20,7	7	2	7	5,0	က					
<1,6				ŝ	2	23	9,1	7	2	വ	$^{2,8}$	4				10					
$<\!2,1$	13	38	24,0	ŝ	1	102	29,5	41	20	70	39,1	10	10	38	27,1	10	55,6	32,4	106, 4	73,9	10, 7
<1,6	3	23	12,0	ŝ	1	186	16,9	36	e o	122	54,7	10	36	117	60, 3	10					
<2,5		17	8,0	က	1	31	8,9	25	2	11	3,8	6	2	1734	356,0	œ					
<0,5	~			S	1	45	8,6	13	e o	12	6,9	œ	2	34	17,8	6	7,4	48,7	3,2	8,6	40,0
<0,5	3 225	5 260	237,0	လ	e	779	224, 3	41	81	178	150,0	10	29	60	47,1	10	312	299	288	352	251
<0>	) 48	164	91, 3	က	က	252	38, 8	41	8	164	35,8	10	30	77	53,7	10	20,7	25,1	14,6	24,0	40, 4
<1,4	1 246	3 375	300,0	က	81	3687	516,8	41	2	232	126,0	10	151	295	237,7	10	71,0	274,8	40,0	69,1	253, 5
<0,5	) 2	13	7,0	က	2	15	8,0	41	2	13	5,9	6	2	10	7,2	10	1,80	6,74	1,60	1,00	4,95
<3,0	1	2	1,5	2	1	10	2,8	13	1	2	1,7	ŝ	1	26	9,7	7					
<4,5	9 475	5 829	685,0	က	129	3305	968,0	40	133	836	381,0	10	57	959	466, 5	10	190	772	118	192	736
<4,5	5 18	28	23,7	လ	7	54	22, 3	29	0	24	8,7	9	വ	25	14,3	4	5,58	20,40	2,98	4,36	13,96
<4,6	58	78	65, 3	လ	16	97	46, 5	30	19	68	34,5	œ	19	25	21,0	4	13,78	50,09	8,14	12, 17	33,07
<1,4	t 12	16	14,7	ŝ	1	331	29,0	41	6	23	12,8	10	12	31	19,1	10	7,17	11,58	1,87	2,05	6,81
<1,5	ი ი	4	3,3	က	2	17	6, 3	38	1	11	2,7	10	S	15	7,4	10	0,64	3,67	0,30	0,38	3,10
$\leq 1, 5$				က	2	7	3, 3	9				10	4	œ	6,0	ŝ	0,34	2,24	0,14	0,33	1,81

Продолжение табицы 1.



**Рис. 2.** Распределение элементов в глинах термальных полей КДВЦ: *a*) — Sc-Y; б) — La-Ce; *b*) — Mo-As; *c*) — Zr-Nb.

Лавы вулкана Верхнегейзерный (средний плейстоцен, [14]) имеют дацитовый состав. Породы сильно изменены гидротермальными процессами. В районе Верхне-Гейзерного термального поля (ТП11) также встречаются каолинитовые глины, но обычно в смеси с другими глинистыми минералами (иллитом, монтмориллонитом), часто с гидрогётитом и гётитом, серой, опалом и другими минералами. Глинистые минералы обычно встречаются в грязевых котлах и небольших озерках.

В Долине Гейзеров (ТП 12) в чистом виде каолинитовые глины не встречаются, а только в смеси с другими глинистыми минералами. В этом сообщении рассмотрены минеральные глины грязевых котлов, располагавшихся в различных частях ТП 12, в том числе и в северном борту ручья Водопадного.

#### Результаты исследования и их обсуждение

Рассмотрим поведение отдельных элементов в глинах КДВЦ. В табл. 1 и 2 показаны пределы содержаний элементов, а также их средние значения ( $X_{cp.}$ ) в глинах некоторых термальных полей КДВЦ. Для сравнения в табл. 1 приведено содержание элементов в породах докальдерного и посткальдерного этапов по [14]. На рис. 2-5 хорошо видна картина распределения элементов на отдельных полях КДВЦ.

*Скандий* в глинах встречается на всех рассмотренных ТП. Пределы содержания этого элемента и его среднее значение даны в табл. 1. В гли-

нах термальных полей вулкана СК его содержание почти такое же, как и в неизменённых породах (12,7-20,7 г/т в кислых и 26,6-35,6 г/т — в базальтах [14]). Наибольший разброс значений на ТП 10 (4-141 г/т) и ТП 12 (3-133 г/т), на остальных полях содержание Sc менее 60 г/т, что хорошо видно на рис. 2a.

Скандий – рассеянный элемент. Приведённые ниже сведения по Sc даны по [4]. Есть минералы с его высоким содержанием, в которых Sc замещает Fe<sup>2+</sup> и РЗЭ. В пироксенах и амфиболах этот элемент замещает Fe<sup>2+</sup> и Mg<sup>2+</sup> в Fe-Mg силикатах. Основная форма нахождения — рассеяние в породообразующих минералах (max, %): оливин — 0,023; циркон — 0,4; авгит — 0,038; диопсид — 0,046; гиперстен — 0,01; каолинит — 0,008; монтмориллонит — 0,001; галлуазит — 0,003. Даже при близкларковых его содержаниях в сольно кислые растворы (pH  $\sim$  1) переходит до 20% Sc. В результате выветривания Sc освобождается из Fe-Mg минералов и сорбируется глинистыми минералами и гидроксидами железа. В зоне гипергенеза наибольшее количество Sc связано с глинистой фракцией.

В глинах КДВЦ *итрий* встречается везде, интервалы содержания этого элемента и его  $X_{\rm ср.}$ приведены в табл. 1 и 2. Наибольший разброс в содержании Y отмечается для каолинитовых глин TП 10 (3 – 252 г/т), заметно меньше — в глинах ТП 9 (48 – 164 г/т) и ТП 11 (8 – 164 г/т). Все эти поля



Рис. 3. Распределение элементов в глинах термальных полей КДВЦ: *a*) – Cu-Zn; б) – Zn-Pb.

связаны с дацитами Сопки Жёлтой (ТП9-ТП10) и вулкана Верхнегейзерный (ТП11). В глинах ТП базальтового вулкана СК его содержание 2 – 32 г/т. Распределение У на каждом из полей показано на рис. 2а. На некоторых полях (ТП 1, ТП 2, ТП 4) его содержание сопоставимо со Sc, в других ниже (ТП 3, ТП 5-ТП 6), на ТП 9 — заметно выше, на ТП10-ТП11 - содержания практически идентичны. Вариации в содержании Sc на ТП 12, заметно выше, чем Ү. В базальтах района содержание последнего 14,6 – 24 г/т, в дацитах и риодацитах – 25 – 44,4 г/т [14]. Содержание иттрия в глинах полей, связанных с вулканом СК (ТП1-ТП6), ниже, чем в базальтах КДВЦ, а в глинах ТП9-ТП11 его максимальные содержания в несколько раз выше, чем в дацитах КДВЦ. Наиболее высокое значение  $X_{\rm cp.} = 91,3$  г/т в глинах ТП9. По данным [15] в верховьях реки Гейзерной содержание У (0,027 – 0,22 мкг/л), в ручье Кислом (26 – 46 мкг/л). В воде по данным этих авторов наблюдается прямая зависимость содержания Y от содержания Al и SO<sub>4</sub>.

По геохимическим свойствам У сходен со Sc, La и тяжелыми лантаноидами [3]. Этот элемент характеризуется высокой химической активностью, но меньшей, чем La, Ce (здесь и далее данные [3]). Иттрий содержится в темноцветных породообразующих минералах, что и определяет закономерности его распределения в породах. Количество У увеличивается по мере увеличения кислотности пород. Приводятся данные о том, что при pH 4,5-6 P3Э могут мигрировать в виде ионов и гидроксилов Ү. Уменьшение рН нейтральных вод приводит к возрастанию растворимости лантаноидов. По содержанию У в реке Гейзерной и ручье Кислом (см. выше) это хорошо видно. Перенос РЗЭ осуществляется в растворах в виде комплексов, а осадителями для У и Sc является гидроксил. Латеритное выветривание благоприятно для накопления Ү. В каолинитовой зоне накапливаются вторичные концентрации иттрия, а также тяжёлых лантаноидов. Одним из важнейших промышленных типов месторождений Y являются каолинит-галлуазитовые коры выветривания гранитов и их эффузивных аналогов.

Лантан встречается в глинах всех термальных полей КДВЦ (рис. 26). Среднее (Х<sub>ср.</sub>) и вариации содержания этого элемента приведены в табл. 1. Его содержание ниже, чем церия. В глинах термальных полей вулкана СК его содержание выше (4 - 16 г/т), чем в неизменённых базальтах, особенно на тех полях, где кислые источники. По данным [14] в толеитовых базальтах КДВЦ 2,98 – 5,58 г/т La, в дацитах и риодацитах — 13,96 — 20,4 г/т. Содержание La в глинах Сопки Жёлтой также выше, чем в дацитах. Наибольшее содержание этого элемента в каолинитовых глинах грязевых котлов ТП10 и достигает 54 г/т. Максимальные и средние содержания La в глинах TП11 и TП12 ниже, чем на TП10. В статье О.В. Чудаева и др. [15] приведено содержание La в воде р. Гейзерной (0,067 – 0,825 мкг/л) и руч. Кислого (4 – 15 мкг/л). Эти авторы отмечают связь La и Y с содержанием Al.

В сводке по лантану [3] отмечается, что большой способностью растворять РЗЭ обладают сильно щелочные и особенно кислые воды. Лантан образует комплексные соединения. По pH осаждения La и в какой-то мере Y ближе всего к  $Fe(OH)_2$ (5,1-5,4). Из щёлочнокарбонатных растворов осаждаются преимущественно цериевые земли, если La присутствует в виде комплексных соединений. При их нейтрализации вначале осаждается La, затем Ce. Такая же последовательность для карбонатного осаждения лантаноидов из хлоридных растворов. Если РЗЭ находятся в виде простых катионов, то иная последовательность осаждения: Y, Lu, Yb, ..., Ce, La.

				F	аблица 2	Coger	ожание в	икроког	ипонентс	ввгли	нах КДВ	Ц, г/т (	РФА-СИ)					
No		IT	11		TI	1 9		TI	[ 10			ΠT	11			ПΤ	12	
впопя	$X_{ m min}$	$X_{\max}$	$X_{ m cp.}$	u	x	u	$X_{ m min}$	$X_{\max}$	$X_{ m cp.}$	u	$X_{\min}$	$X_{\max}$	$X_{ m cp.}$	n	$X_{\min}$	$X_{\max}$	$X_{ m cp.}$	и
Δ	113	115	114	2	91	1	32	130	75, 17	12	16,1	165	81,08	13	72	180	130, 4	7
Cr	68	66	83,5	2		1	7,9	16	11,95	2	7,1	64	27,73	10	14	54	29,86	7
Ni	11,5	13,7	12,6	2	8,45	1	4,07	6,82	5,37	2	4,86	27,8	11, 27	10	3,95	10, 4	7,3	7
Cu	54,2	80	67, 1	2	11,3	1	14,2	37, 2	23,82	12	8, 24	120	39,81	13	24,5	50,3	37,99	7
Zn	84	97	90,5	2	7,35	1	3,16	40	13,7	6	6,69	210	54,6	13	24,1	89	61	7
Ga	15,8	16,1	16	2	36	1	11,5	68	30,8	12	2,36	25,2	16, 4	13	12,6	40,5	28	7
Ge	0,69		0,69	1		1	0,42	1,89	1,08	12	0,38	2,95	1,55	8	1,46	11,6	5,06	7
Se				2		1				12			6,65	1			3, 39	1
$\mathrm{Br}$	1,4		1,4	1		1	1,9	3, 33	2,86	4	0,47	28,5	5,15	12	1,94	14,6	6,01	വ
$\operatorname{Rb}$	6, 29	9,25	7,77	2		1	1,07	22, 8	5,02	8	2,09	15,7	6,84	13	6,58	41,9	20	7
$\mathbf{S}^{\mathbf{r}}$	113	188	150, 5	2	174	1	81	817	247	12	52,2	1280	217	13	40,1	60	49,2	7
Υ	13,8	16	14,9	2	128	1	9, 27	33, 5	22,9	12	3, 43	114	23, 3	13	35,6	55	46	7
Zr	35	41	38	2	357	1	191	482	293	12	21,8	262	147	13	148	264	211	7
Nb	0,53	0,59	0,56	2	8,88	1	4,16	12, 1	7,09	12	1,16	7,07	3,88	12	°	6,84	4,84	7
Mo				2	3,89	1	1,84	5,72	3,82	12	0,54	3,07	1,59	11	1,28	61	16,7	7
As				2	6,3	1	1,4	3,2	2,41	6	1,7	5,7	2,86	6	8,1	1709	379	7
Pb	1,1	1,6	1,35	2	4,5	1	4,8	17,8	10,9	12	2,3	12,9	5,76	13	7,5	13,9	10, 3	7
Hg	2,3	6,7	4,5	2	2,3	1	4,9	13	8,72	11	2,9	108	20, 33	12	$^{2,5}$	6, 9	4,57	7



**Рис. 4.** Распределение элементов в глинах термальных полей КДВЦ: *a*) – Cr-V; *б*) – Pb-Th; *в*) – Sr-Ba.

Церий самый распространённый среди РЗЭ. Он очень активен и по многим свойствам сходен с La [3]. По данным этой сводки Се по степени подвижности немного уступает Y<sup>3+</sup> и La<sup>3+</sup>; он образует комплексные соединения. Из хлоридных растворов Се выпадает первым из лантаноидов. Из распространённых элементов близок к Са и Мg. Минералы Се в гипергенных условиях тяготеют к корам выветривания кислых пород. Церий обладает наибольшей адсорбируемостью глинистыми минералами.

Содержание Се в глинах КДВЦ приведено в табл. 1, а вариации его содержания на отдельных полях показаны на рис. 26. Самое высокое содержание отмечается в каолинитовых глинах ТП 10 (до 97 г/т). В неизменённых базальтах 8,14 — 13,78 г/т Се, а в дацитах и риодацитах — 33,07 — 50,09 г/т [14]. В глинах СК и Сопки Жёлтой его содержание в среднем выше, чем в неизменённых породах. На всех полях, кроме ТП 12, содержание церия выше, чем лантана, на последнем поле их содержание близко.

Молибден определён в образцах глин только на 6 полях из 12 (см. рис. 2a), и то не во всех образцах (в ~ 30%). Чаще всего в зоне воздействия субщелочных вод (ТП 11 и ТП 12). Максимальные содержания 26 г/т (см. табл. 1) и 61 г/т (см. табл. 2) были определены на ТП 12 в минеральной глине грязевых котлов. Только в водах ручья Водопадного (2,4 – 2,7 мкг/л) и гейзерах Долины Гейзеров (32,1 – 44,4 мкг/л) Мо был определён [15], в других водотоках КДВЦ его нет. Хорошими сорбентами в кислой среде являются гидроксиды Fe, Mn и ярозит, а в близнейтральных — галлуазит и др. [4]. Но в нашем образце глины, имеющей галлуазитовый состав, молибден не определён.

Мышьяк встречается в глинах только некоторых полей КДВЦ, он отсутствует на ТП 1, ТП 3, ТП 5. Содержание Мо дано в табл. 1 и 2, а по отдельным полям его распределение показано на рис. 2*e*. На полях СК в глинах его содержание 29 - 56 г/т, в глинах Сопки Жёлтой его меньше -15 - 31 г/т. Самые высокие содержания As отмечены в глинах Долины Гейзеров (до 1734 г./т), максимальное  $X_{\rm cp.}$ (356 г/т) также принадлежит глинам этого поля. Известно, что мышьяк часто является изоморфной примесью в рудообразующих минералах и концентрируется, осаждаясь совместно с S, Se, Fe и др. из гидротермальных растворов.

На рис. 2г показано распределение *циркония* и *ни*обия. Интервалы содержаний этих элементов приведены в табл. 1 и 2. В глинах всех полей содержание циркония на 1–2 порядка выше, чем ниобия.

В глинах сопки Жёлтой (ТП 8-ТП 10) наиболее высокие содержания Zr, но самое высокое оно в каолинитовых глинах ТП 10 (1044 – 3687 г/т). В глинах СК самое низкое его содержание — 27 - 51 г/т, что близко к его содержанию в базальтах района (базальты — 40 - 71 г/т, дациты — 253,5 - 274,8 г/т [16]). Следует отметить, что в ручье Кислом определено 8 - 39 мкг/л Zr [15].

На всех полях содержание Nb выше, чем в коренных породах. Наиболее высокие содержания ниобия отмечены в глинах TП 9 — TП 12 (10 - 15 г/т). Содержание этого элемента в дацитах и риодацитах составляет 4.95 - 6.74 г/т, а в базальтах 1 - 1.8 г/т [14].

На рис. За показано распределение *меди* и *цинка* в глинах КДВЦ. В глинах эти элементы ведут себя различно. На некоторых полях содержания этих элементов близки, хотя цинка чуть-чуть больше в глинах ТП 1, ТП 4–6, ТП 10–12, а на ТП 8–9 немного больше меди. В глинах ТП 2–3 заметно больше меди. В содержании Си и Zn самые большие вариации на полях ТП 10 (1 – 102 г/т Си и 1 – 186 г/т Zn) и ТП 11 (20 – 70 г/т Си 3 – 122 г/т Zn). Поведение Сu, Zn и Pb в различных хемогенных осадках КДВЦ было рассмотрено автором ранее [6–7, 13].

Если рассматривать поведение элементов в паре *цинк* — *свинец*, то заметим различия для отдельных полей (рис. 36). На ТП 1, ТП 5 и ТП 12 преобладает цинк, на ТП 2, ТП 3, ТП 6 — содержание свинца выше. На остальных полях их содержания близки (ТП 7, ТП 8 — ТП 11). В глинах ТП 10 минимальные и максимальные значения принадлежат свинцу (1 — 331 г/т) против 1 — 186 г/т — для Zn, а на ТП 11 — цинку (3 — 122 г/т), содержание Pb всего 9 — 23 г/т.

Распределение *хрома* и *ванадия* на отдельных полях показано на рис. 4*a*. Содержание этих элементов приведено в табл. 1 и 2. Содержание ванадия выше, чем хрома, в 5 – 10 раз. Максимальное содержание V 406 г/т (ТП 6, см. табл. 1), а Сг 99 г/т (ТП 1, см. табл. 2). Наибольший разброс в содержании Сг и V отмечается на ТП 11 (1 – 55 г/т Сг и 54 – 339 г/т V).

Было прослежено поведение пары *свинец-торий* (рис. 46). Практически на всех термальных полях содержание Pb выше 10 г/т и его больше, чем тория (см. табл. 1). На трёх полях содержание тория в глинах выше, чем на других полях, и приближается иногда к содержанию Pb в них. Содержание Pb и Th равно соответственно (в г/т): на TП 10 (1 – 331 и 2 – 17), TП 11 (9 – 23 и 1 – 11), TП 12 (12 – 31 и 3 – 15). На этих полях тория в глинах больше, чем на остальных. Подробно поведение Th в различных хемогенных осадках рассмотрено в работе автора [11], а свинца – в [6–7, 13]. По данным [14] в районе исследования содержится в базальтах 1,87 - 7,17 г/т Pb и 0,33 - 0,64 г/т Th; в дацитах – 6,81 - 11,58 г/т Pb и 3,1 - 3,67 г/т Th.

Поведение бария и стронция показано на рис. 4в. Вариации в содержании этих элементов большие (1–2 порядка). Содержание бария приведено в табл. 1. Наибольшее содержание Ва отмечается на ТП 10 (3305 г/т), несколько ниже оно на ТП 11

(до 835 г/т) и ТП 12 (до 959 г/т). Его содержание в глинах Сопки Жёлтой заметно выше, чем в глинах других полей. По данным [14] в районе КДВЦ содержание Ва составляет в базальтах 118 – 192 г/т, в дацитах и риодацитах — 736 – 772 г/т.

Содержание стронция в глинах КДВЦ приведено в табл. 1-2. На рис. 4*в* хорошо видно, что на ТП 12 содержание стронция существенно ниже, чем бария. Содержание Sr в районе исследования в базальтах 288 – 352 г/т, в дацитах — 251 – 299 г/т [14]. В глинах ТП 11 (81 – 178 г/т) и ТП 12 (29 – 60 г/т) содержание стронция ниже, чем в базальтах и дацитах.

Содержание никеля в глинах большинства полей ниже чувствительности метода, а там где он определён, его содержание не более 10 г/т (см. табл. 1). Только на ТП 10 содержание Ni достигает 23 г/т, а самое высокое его содержание (90 г/т) в глине ТП 5. На рис. 5a показано распределение Ni на отдельных полях. Никель содержится в источниках некоторых ТП в кратере вулкана СК. Его содержание достигает 1 мг/л в субщелочных водах ТП 1, ТП 3 и кислых водах ТП 2.

Содержание рубидия (см. табл. 1-2) в глинах некоторых ТП (2-3, 5-6, 9) ниже чувствительности метода, на остальных полях он встречается не во всех образцах. Его максимальное содержание отмечено на ТП 10 (до 45 г/т) и ТП 12 (34 г/т). В базальтах КДВЦ его содержание 3,2-8,6 г/т, в дацитах — 40-48 г/т [14]. Содержание Rb в глинах ниже, чем в коренных породах.

Уран обнаружен только на трёх полях (см. табл. 1) — ТП 8 (2 г/т), ТП 10 (2 – 7 г/т) и ТП 12 (4 – 8 г/т). Вариации содержания U на отдельных полях показаны на рис. 5*в*. В базальтах КДВЦ [14] его содержание 0,14 - 0,34 г/т, в дацитах — 1,81 - 2,24 г/т. В глинах ТП 10 и ТП 12 содержание урана выше, чем в неизменённых породах.

Селен определён только в двух образцах минеральных глин из грязевых котлов (см. табл. 2). Один из них отобран на ТП 11 – 6,65 г/т Se, другой на ТП 12 — в котле вблизи гейзера Коварный (3,39 г/т).

Галлий определён во всех образцах (см. табл. 2). Наименьшее его содержание на ТП 1 (15,8 – 16,1 г/т;  $X_{\rm cp.} = 16$  г/т). Наибольший разброс значений в содержании этого элемента отмечен на ТП 10 – 11,5 – 68 г/т ( $X_{\rm cp.} = 30,8$  г/т). Чуть меньше его содержание в минеральных глинах котлов Долины Гейзеров (12,6 – 40,5 г/т;  $X_{\rm cp.} = 28$  г/т).

Германий обнаружен в большинстве образцов глин (см. табл. 2). Он определён во всех минеральных глинах грязевых котлов на ТП 10 и ТП 12. Минимальное его значение отмечено на ТП 1, максимальное (11,6 г/т) — на ТП 12. На этом же поле максимальное среднее содержание — 5,06 г/т. На ТП 10 содержание этого элемента находится в узких пределах — от 0,42 до 1,89 г/т;  $X_{\rm cp.} = 1,08$  г/т.

Бром определён в большинстве образцов глин (см. табл. 2). Крайние значения для этого элемента



а) Распределение Ni в глинах КДВЦ

**Рис. 5.** Распределение элементов в глинах термальных полей КДВЦ: *a*) — Ni; *б*) — Rb; *в*) — U.

отмечены на ТП 11 (0,47 – 28,5 г/т;  $X_{\rm cp.} = 5,15$  г/т). Максимальное среднее содержание (6,01 г/т) характерно для глин Долины Гейзеров. В каолинитовых глинах грязевых котлов ТП 10 содержание этого элемента находится в узких пределах – 1,9 – 3,33 г/т ( $X_{\rm cp.} = 2,86$  г/т).

Ртуть обнаружена практически во всех образцах (см. табл. 2). Наибольший разброс и максимальное среднее значение отмечается для глин ТП 11 – 2,9 – 108 г/т ( $X_{\rm cp.} = 20,3$  г/т). Заметно меньше его содержание на ТП 10 (4,9 – 13 г/т;  $X_{\rm cp.} = 8,72$  г/т). На других термальных полях его ещё меньше.

#### Заключение

В данной работе приведён большой фактический материал по содержанию микроэлементов в глинах КДВЦ. В каолинитовых глинах ТП 10 зафиксированы максимальные значения Sc, Zn, Rb, Sr, Y, Zr, Nb, Ba, La, Ce, Pb; для As и U — в глинах ТП 12. Максимальное среднее содержание в глинах КДВЦ отмечено для семи элементов (Sc, Zn, As, Rb, Mo, Th, U) в глинах ТП 12 и для трёх (Zn, Ba, Pb) на ТП 10.

Для многих элементов глины являются хорошим сорбентом, в том числе для редких и редкоземельных элементов (Sc, Y, Ce, Zr, Nb и др.). Подобный процесс наблюдается и для глин КДВЦ. Некоторые элементы могут изоморфно замещать при определённых условиях породообразующие элементы в глинах.

В глинах, развивающихся по дацитам, содержание Sc, Y, La, Ce, Zr, Nb, Ba, Pb и Th выше, чем в исходных породах, а Sr, Rb, Cu — ниже. В глинах, образующихся на базальтах CK, содержание La, Ce, Nb, Ba, Pb, Th — выше, а Sr, Rb, U — ниже, чем в исходных породах и примерно равное — для Sc, Y, Zr, Cu.

Поведение таких элементов, как La, Ce, Mo, As, V и некоторых других, сильно зависит от окислительно-восстановительных условий, форм переноса.

Многие элементы концентрируются на таких барьерах, как: сульфидный (As, Cu, Pb, Zn, Hg, V и др.); термодинамический (Sr, Ba, Zn, Pb и др.); сорбционный (Sc, Ga, Ge, Rb, Mo, Br, Y, Ce, Nb, Zr и др.) и др.

#### Список литературы

- Брайцева О. А., Флоренский И. В., Пономарёва В. В. и др. История активности вулкана Кихпиныч в голоцене // Вулканология и сейсмология. — 1985. — № 6. — С. 3–19.
- Брайцева О.А., Флоренский И.В., Волынец О.Н. Вулкан Кихпиныч // Действующие вулканы Камчатки. Том. 2. М.: Наука, 1991. С. 72–91.
- Иванов В. В. Экологическая геохимия элементов. М.: Экология, кн. 6. 1997. 607 с.
- Иванов В. В. Экологическая геохимия элементов. М.: Экология, кн. 5. 1997. 576 с.
- Карданова О. Ф. Ртуть в хемогенных осадках и термальных грязевых котлов Кихпинычского долгоживущего вулканического центра (КДВЦ) // Материалы ежегодной конференции, посвящённой дню вулканолога 27–29 марта 2008 г. Петропавловск-Камчатский. 2008. С. 110–119.
- Карданова О. Ф. Поведение меди, цинка и свинца в осадках в районе Кихпинычского долгоживущего вулканического центра (КДВЦ) // Материалы ежегодной конференции, посвящённой дню вулканолога 27–29 марта 2008 г. Петропавловск-Камчатский. 2008. С. 110–119.
- Карданова О. Ф. Поведение меди, цинка, свинца в осадках из термальных вод в районе Кихпинычского долгоживущего вулканического центра. — Материалы конференции посвящённой Дню вулканолога. Петропавловск-Камчатский. 2010. С. 92–100.

- марганца в термальной воде источников и в хемогенных осадках из неё в районе Кихпинычского долгоживущего вулканического центра (КДВЦ). Вулканизм и геодинамика. Материалы V Всероссийского симпозиума по вулканологии и палеовулканологии. Екатеринбург. 2011. С. 520-523.
- 9. Карданова О.Ф. Каолинитовые глины Кихпинычского долгоживущего вулканического центра (КДВЦ). -Сб. Материалы ежегодной конференции, посвящённой дню вулканолога 28-29 марта 2013 г. Петропавловск-Камчатский. 2013. С. 344-354.
- 10. Карданова О.Ф., Карпов Г.А. Условия образования и типы парагенетических ассоциаций глинозёмистых осадков Кихпинычского долгоживущего вулканиче- 14. ского центра (Камчатка) // Вулканология и сейсмология. — 2000. — № 3. — С. 15-34.
- 11. Карданова О.Ф., Фирстов П.П. Радиоактивные эле- 15. менты в осадках и изменённых породах Кихпинычского долгоживущего вулканического центра // Вулканология и сейсмология, 2009, №2. С. 22-38.

- 8. Карданова О.Ф. Некоторые особенности поведения 12. Карпов Г.А., Вергасова Л.П., Карданова О.Ф. Золото в продуктах постмагматических процессов зоны перехода континент — океан (Камчатка). / Геодинамика, магматизм и минерагения континентальных окраин севера Пацифики. Магадан. 3-6 июня 2003 г. - Магадан. 2003. Том. З. С. 176-179.
  - 13.Карданова О.Ф., Сергеева С.В., Карташова Е.В. Поведение меди, цинка и свинца в термальных водах и осадках из них в районе Кихпинычского долгоживущего вулканического центра (КДВЦ) / ВУЛКАНИЗМ И ГЕОДИНАМИКА: Материалы IV Всероссийского симпозиума по вулканологии и палеовулканологии. -Том. 2 — Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН, 2009, C. 751–754.
  - Леонов В. Л., Гриб Е.Н. Структурные позиции и вулканизм четвертичных кальдер Камчатки. Владивосток: Дальнаука, 2004. 189 с.
  - Чудаев О.В., Чудаева В.А., Карпов Г.А. и др. Геохимия вод основных геотермальных районов Камчатки. Владивосток: Дальнаука, 2000. 162 с.



УДК 551.217.24; 549.1; 571.66

Г. А. Карпов, Л. П. Аникин, Г. Б. Флёров, В. М. Чубаров, Р. Л. Дунин-Барковский

> Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, г. Петропавловск-Камчатский e-mail: karpovga@kscnet.ru

#### Минералого-петрографические особенности алмазсодержащих продуктов Трещинного Толбачинского извержения 2012–2013 гг.

В статье приводятся первые результаты исследований петрографических особенностей лав (потенциальных носителей микроалмазов) и индивидуализированных зёрен самородных металлов, сульфидов и оксидов железа из пеплов и пор в лавах. Выделены две генерации плагиоклаза и оливина в лавах. Сделано предположение о восстановительной среде минералообразования и гибридном происхождении Толбачинской магмы.

#### Введение

Трещинное Толбачинское извержение 2012– 2013 гг. (ТТИ) уникально по многим параметрам. Во-первых, трещины, по которым произошло извержение, заложились непосредственно на теле вулкана Плоский Толбачик (южный склон), на большой высоте — порядка 2100 м. Во-вторых, лавы этого извержения отличаются и от пород самого вулкана, и от лав предыдущего Большого трещинного Толбачинского извержения 1975–1976 гг. В-третьих, на этом извержении наблюдался уникально — большой расход лавы на начальной стадии извержения, достигавший 430 м<sup>3</sup>/с. Но самое главное отличие продукты этого извержения содержали индивидуализированные кристаллы алмаза.

В настоящей работе мы сообщаем первые результаты минералого-петрографических исследований продуктов извержения.

## Петрографические особенности алмазоносного трахиандезибазальта ТТИ

Макроскопически порода представлена субафировой структурой и пористой текстурой. Пористость составляет порядка 20% объёма порода, размер пор от долей миллиметра до 2-х мм. Явных вкрапленников не наблюдается, единично встречаются лейсты плагиоклаза до 1,5 мм. На фоне однородной основной массы выделяются редкие кристаллы плагиоклаза и оливина соответственно размером 0,3-1,0 мм и 0,2-0,3 мм, которые условно можно отнести к первой генерации. Клинопироксен встречается редко. Отмечаются сростки Ol + Pl + Cpx. Основная масса сложена микрокристаллической минеральной ассоциацией, представленной плагиоклазом, оливином, клинопироксеном, титаномагнетитом (где в количественном отношении существенно преобладает плагиоклаз) и матричным стеклом до 30%.

Среди плагиоклазов по составу выделяется две генерации, слагающие дискретные совокупности,

значимо различающиеся по содержанию анортитового минала (рис. 1). Интервалы составов минералов первой генерации — An<sub>73-80</sub>Ort<sub>0,5-1,3</sub>. Кристаллы обладают достаточно хорошими кристаллографическими фор мами, следы коррозии отсутствуют или незначительные. По периферии кристалла отмечается тонкая кайма состава An<sub>62</sub>Ort<sub>1,2</sub>, который укладывается в интервал составов второй генерации (рис. 2 *в* и *г*, таблица). Примечательно, что стереотипы плагиоклаза высокой основности отмечаются в породах прорыва Меняйлова и в базальтоидах стратовулканов Острого и Плоского Толбачиков.

Плагиоклазы второй генерации представлены составом An — 68–47%, а все оливины в ряду их кристаллизации образуют непрерывный тренд эволюции составов от Fo 77% до Fo 61% (см. рис. 1, 2 а и б, таблица). Для обеих минеральных групп характерна флуктуация содержаний СаО в оливинах и ортоклазовой составляющей в плагиоклазах с тенденцией их понижения. Обращает на себя внимание то, что составы с пониженными содержаниями упомянутых компонентов также свойственны минералам, которые являются типичными для пород стратовулканов. Клинопироксены представлены авгитом с коэффициентом магнезиальности 80-82 и 66-70, содержание  $TiO_2$  в титаномагнетите — 15–17 мас. %. Факт присутствия плагиоклаза высокой основности в данной породе, состав которой соответствует трахиандезибазальту, является парадоксальным. Минералы такого состава характерны для базальтов. На данном этапе исследования можно лишь высказать предположения о признаках гибридизма магмы, возможно обусловленного смешением двух магм разной щёлочности в процессе извержения.

Из акцессорных минералов обнаружены 3 экзотических зёрна торианита в основной массе породы и во включении в оливин. Форма зёрен овальная, размер их менее 10 мкм (рис. 2 г). Кристалл люминесцирует под электронным пучком.



**Рис. 1.** Вариационные диаграммы Fo-CaO в оливинах (а) и *An* — Ort (б) в плагиоклазах из алмазсодержащего образца Трещинного Толбачинского извержения 2012 г.

#### Минералогия продуктов ТТИ

Не менее своеобразна и минералогия продуктов извержения. Мы исследовали, в основном, индивидуализированные частицы, выполнявшие поры в лавах и находящиеся в пеплах, выпавших в начальную стадию извержения. Интересно, что в этих продуктах обнаружилась сходная ассоциация минералов. Основное место в ней занимают самородные металлы — железо, алюминий, медь, а также оксиды железа, корунд. В поровых пространствах обнаружены также единичные зёрна халькозина, муассанита, циркона.

Самородное железо обнаружено и в порах породы (рис. 3), и в пеплах (рис. 4). Его частицы, размером от 60 мкм до 900 мкм имеют своеобразную морфологию. Это, преимущественно, зёрна серповидной, удлиненной формы, со следами течения или скручивания.

Ещё более сложную морфологию имеют зёрна самородного алюминия, содержащего незначительные примеси (рис. 5).

Зёрна самородной меди встречены в порах лавы неоднократно. Часто они содержат примеси никеля (рис. 6).

Как в порах лавы, так и в пеплах начальной стадии этого извержения встречены многочисленные шариковидные зёрна оксидов железа (магнетита?). Эти зёрна имеют своеобразную, как бы фрагментар-



**Рис. 2.** Микроснимок. Минералы из алмазсодержащей породы Трещинного Толбачинского извержения 2012 г.: а и б — плагиоклазы, в и г — оливины с включением стекла.



Тип результата	Bec %
Название спектра	Спектр 84
Fe	100,00
Сумма	100,00

**Рис. 3.** Самородное железо из пор в трахиандезибазальте.

ную морфологию поверхности (рис. 7, 8). В некоторых из них удалось обнаружить дыры, свидетельствующие о том, что они полые.

В порах лавы встречены также два зёрна, представленные агрегатом почковидных образований сульфида железа (рис. 9).

Как в пеплах, так и в порах лавы часто встречаются изометричные зёрна корунда (рис. 10).

M⁰n/n	1	2	3	4	5	6*	2	8
Компоненты	порода	Р1 ц	Pl ĸ	Р1 ц	Pl $_{\rm K}$	OI	IO	Gl
$\mathrm{SiO}_2$	52,0	52,41	51,70	47,65	51,67	37,40	37,00	51,91
${ m TiO_2}$	2,03	0,00	0,00	0,00	0, 22	0,00	0,00	2,49
$Al_2O_3$	15,9	29,61	30, 36	33, 22	30,13	0,00	0,00	18,64
$\mathrm{Cr}_2\mathrm{O}_3$	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
${\rm Fe_2O_3}$	10,8	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
FeO	0,73	0,62	0,82	0,80	1,16	24,98	25,61	7,28
MnO	0,18	0,00	0,00	0,00	0,00	0,44	0,41	0,10
MgO	2,74	0,00	0,00	0,00	0,00	36,76	35,89	1,37
CaO	8,17	12,09	12,63	15,64	12,45	0, 26	0,23	8,57
$Na_2O$	3,94	4,64	4,49	2,56	4,40	0,00	0,00	4,23
$ m K_2O$	2,12	0,23	0, 31	0,10	0, 21	0,00	0,00	3,19
$P_2O_5$	0,51	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,90
Sum	99, 12	99,60	100, 31	99,97	100, 24	99,84	99,14	98,68
$\mathrm{Na_2O+K_2O}$	6,06	Ι	Ι	Ι	Ι	I	I	7,42
$^{\mathrm{Ab}}$	I	40, 45	38,46	21,08	38,54	I	I	I
An	I	58, 24	59, 79	78,05	60, 25	I	I	I
Ort	I	1,32	1,75	0,88	1, 21	I	I	I
Fo	I	1	I	I	ļ	72, 37	71,41	I
Примечание, . оливинов, тип	l — трахиандези ичных для пород	базальт; 1–5 ы (20 onpedere	— плагиоклази ний). Составы	ы; 6, 7 — олив 1 минералов от	ины; 8 — вклн пределялись на	эчение стекла в микрозонде «Са	оливин; * — ср терах» в ИВиС	оедний состав С ДВО РАН.

Таблица. Химические составы (мас. %) породы, минералов и стекла включений.

286 Минералого-петрографические особенности алмазсодержащих продуктов Трещинного Толбачинского извержения 2012–2013 гг.



Рис. 4. Самородное железо из пепла ТТИ и его ЭДС.



Тип результата	Bee	c %
Название спектра	Спектр 75	Спектр 76
О		20,97
Mg	1,44	1,19
Al	94,91	55,12
Si		5,97
Fe		1,69
Cu	3,66	12,10
Sn		2,96
Сумма	100,00	100,00

Рис. 5. Самородный алюминий (с примесью) из пор в трахиандезибазальте.



Тип результата	Bec %
Название спектра	Спектр 85
Ni	2,25
Cu	97,75
Сумма	100,00

Рис. 6. Самородная медь (с примесью никеля) из пор в трахиандезибазальте.



Рис. 7. Шариковидное зерно оксида железа из пепла ТТИ и её ЭДС.

Электронное изображение 118	Тип ре- зультата		Bee	c %	
1 Alexandre	Назва- ние спектра	Спектр 79	Спектр 80	Спектр 81	Спектр 82
	0	31,97	12,21	12,06	35,38
All the state of the	Mg				3,13
	Al			1,46	2,72
	Si				7,44
and the second sec	S		$^{3,45}$		2,32
11111111111111111111111111111111111111	Fe	68,03	11,88	81,54	49,02
	Cu		3,34		
the second second	As		0,00		
	Pb		69,13	4,94	
50µm	Сумма	100,00	100,00	100,00	100,00

Рис. 8. Шариковидное зерно оксида железа и её состав из пор в трахиандезибазальте.



Тип результата	Ато	м. %
Название спектра	Спектр 4	Спектр 5
S	67,99	66,32
Fe	32,01	33,68
Сумма	100,00	100,00

**Рис. 9.** Почковидный агрегат сульфида железа и его состав из пор в трахиандезибазальте.

#### Электронное изображение 42

	Тип результата		Bec %	
	Название спектра	Спектр 90	Спектр 88	Спектр 89
	0	56,23	58,29	55,88
	Mg	1,29		0,68
	Al	35,80	41,08	34,90
	Si			1,39
	Ca	3,69		3,70
A PACIFIC AND A	Ti	1,52		1,77
Comments of the second second	Fe	0,61		0,82
	Cu	0,87	0,63	0,87
50μm	Сумма	100,00	100,00	100,00

Рис. 10. Частица корунда и её состав из пор в трахиандезибазальте.

#### Обсуждение результатов исследований и выводы

Материалы наших исследований показывают, что в продуктах начальной стадии Трещинного Толбачинского извержения 2012–2013 гг. преобладали индивидуализированные зёрна самородных металлов — Fe, Al, Cu. Единичными зёрнами представлены сульфиды железа, корунд, карбид кремния, что свидетельствует о восстановительной среде минералообразования.

Полые шарики оксидов железа, по-видимому, образовались как пузыри вещества уже в окислительных условиях атмосферы. Характерно, что

не всегда, но нередко именно с ассоциацией самородных металлов в продуктах этого извержения обнаруживались микроалмазы.

Обращают на себя внимание и петрографические особенности лавы трахиандезибазальтов, в порах которых были обнаружены микроалмазы. Обнаруженные нами свидетельства возможного гибридного происхождения Толбачинской магмы можно рассматривать как показатель участия глубинного вещества в этом уникальном извержении.

Работа выполнена при финансовой поддержке проекта CRDF Global — ДВО РАН (2013–2015) RUG1–7086-PK-13.



УДК 544.342-13:550.43

А.В. Наумов

Камчатский филиал Геофизической службы РАН, г. Петропавловск-Камчатский e-mail: aither@bk.ru

# Равновесие реакций синтеза метана: к вопросу об абиогенном происхождении углеводородов

Предприняты расчёты равновесного состава реагирующей газовой смеси, содержащей водород, оксиды углерода, воду, метан и низшие углеводороды. Показано выполнение нескольких предельных стехиометрий. Отмечены условия, при которых происходит полная конверсия синтез-газа в метан, выделены области доминирования углеводородов. Показано, что равновесный состав испытывает наибольшую зависимость от температуры в окрестности  $T \sim 1100$  К, но слабо зависит от давления.

#### Введение

Одним из механизмов формирования углеводородов в недрах признается их синтез в газовой фазе из неорганических соединений (оксидов углерода и водорода) при участии твердофазных катализаторов (синтез Фишера-Тропша, 1913–1926 гг.) [1, 2]. Поскольку этот путь видится как альтернатива органогенному происхождению углеводородов, в том числе компонентов нефтей, уже в середине прошлого века появились работы, ставящие целью расчёт термодинамического равновесия в «водород-карбоновой» системе применительно к условиям, близким по температуре и давлению к условиям магматического очага [3]. С другой стороны, каталитический синтез Фишера-Тропша рассматривался как перспективный метод искусственного получения углеводородных топлив в промышленных условиях [2, 4]. В конечном счёте, именно этими интересами было обусловлено то, что термодинамические константы рассматриваемых ниже реакций подверглись тщательному определению, как для реакций, имеющих промышленное значение.

В литературе обсуждаются несколько возможных механизмов реакций Фишера-Тропша. В простейшем варианте этот синтез представляет собой гидрирование оксидов углерода (СО или СО<sub>2</sub>) на металлах VIIIb подгруппы в качестве катализаторов с образованием метана и воды (Сабатье, Сандеран, 1902) [1]. Применение гетерофазных катализаторов, содержащих переходные металлы (Mn–Cu) и оксиды металлов II–III групп (например, MgO, ZnO,  $Al_2O_3$ ), направляет процесс по другому реакционному пути. Это синтез алканов и алкенов по общей схеме:

$$\mathrm{CO} + \mathrm{H}_2 
ightarrow \mathrm{C}_{\mathrm{n}}\mathrm{H}_{2\mathrm{n}} 
ightarrow \mathrm{C}_{\mathrm{n}}\mathrm{H}_{2\mathrm{n}+2}$$

осложнённый образованием спиртов и карбонильных соединений. Предполагается, что первой стадией является хемосорбция молекулы СО, форми-

рующая поверхностное координационное соединение М-СО. Далее реакция имеет радикальный характер и состоит из актов гидрирования, дегидратации и карбоксилирования (атака новой молекулы СО) лиганда. Последнее приводит к росту углерод-углеродной цепи. Разработаны механизмы, при которых образование связи С-С происходит за счёт конденсации хемосорбированных структурных фрагментов [4]. При этом важно, что каталитическую активность проявляют материалы, содержащие переходные металлы, в особенности, металлы триады железа, для которых характерно образование карбонилов — нейтральных координационных соединений с СО. Вероятно также, что активация молекулы СО происходит с образованием многоядерного комплекса М<sub>x</sub>-СО, в котором молекула монооксида углерода координирована к металлическому кластеру  $M_x$  (*x*, как правило, не выше 3).

Тем более интересно, что процесс Фишера-Тропша удаётся провести на природных диатомитах [2]. Аморфный (или скрытокристаллический) кремнезём легко допируется соединениями металлов, однако существенную роль, как и во всех подобных случаях, может играть сильно развитая поверхность. В связи с проблемой неорганогенного образования углеводородов в поле зрения исследователей попала возможность участия породообразующих силикатов в качестве катализаторов. Силикатные и алюмосиликатные фазы, в том числе магматического происхождения, в большинстве своём содержат примеси *d*-элементов и могут обладать высокой пористостью, то есть удовлетворяют условиям каталитической активности. Прямой эксперимент, поставленный в работе [5], показал, что длительное (в течение десятков часов) пропускание смеси СО и Н<sub>2</sub> в молярном отношении 1:1 над растолчёнными образцами вулканических базальтов и дацитов под давлением 50 атм. при температуре 350° С приводит к получению широкого спектра продуктов:
алканов и алкенов  $C_2 - C_5$ , оксисоединений, карбонильных соединений, включая карбоновые кислоты и даже сложноэфирные соединения. Хотя фазовый состав образцов, использованных в этой работе как катализаторы, не указан, отмечены относительно высокое содержание в них железа (II) и железа (III), примеси марганца (II), титана (IV).

Однако не следует ожидать, что участие катализатора как-либо повлияет на равновесные доли реагентов. Хорошо известно, что катализатор не изменяет химическое сродство, и роль его сводится лишь к управлению скоростями превращений. Отдельные реакционные пути могут оказаться кинетически разрешёнными, тогда как другие - остаться заторможенными, в чём и состоит селективный катализ. Этим объясняется появление при относительно низких температурах таких продуктов, как карбонильные и карбоксильные соединения, особенно в проточном реакторе в условиях, далёких от равновесия, и за продолжительное время. Поэтому не перестают быть актуальными исследования равновесного состава газовых смесей, компоненты которых участвуют в нескольких независимых химических реакциях.

Равновесный состав реагирующей смеси в гомогенной закрытой термо- и баростатированной системе является решением прямой задачи химического равновесия. Молярные доли компонентов выступают как функции  $x_i(T, p, c)$  интенсивных переменных состояния и «начального условия» - совокупности переменных с, отражающих произвольно заданный исходный состав смеси. Последние, вообще говоря, представляют собой проективные координаты в пространстве количеств компонентов и задают стехиометрическое многообразие (семейство многообразий). Эти координаты не должны удовлетворять каким-либо дополнительным, например, целочисленным стехиометрическим условиям. Если речь не идёт об искусственно созданном реакторе, то начальное состояние приурочено к обстоятельствам, в известном смысле случайным. Поэтому необходимо получить решение либо в разумно выбранной области  $D \subseteq \mathbf{R}_+ \times \mathbf{R}_+ \times Y_0$  изменения переменных (T, p, c), либо в окрестности какой-то особо интересующей точки  $(T_1, p_1, c_1)$ . Если же речь идёт о геохимических системах, то материалом для выбора области D могут послужить данные непосредственных наблюдений за составом вулканических газов, газов гидротерм и т. п. Когда, наконец, такие данные по тем или иным причинам недостаточны, нужно, по крайней мере, иметь ввиду, что стехиометрическое многообразие, на котором лежат траектории системы, не определяется непременно какой-либо «начальной стехиометрией». Другой аспект относится к вопросу о полноте набора реагирующих компонентов. Этот вопрос часто представляет бо́льшие трудности, поскольку, даже если задан элементный (инвариантный) состав системы, полный набор компонентов бывает заранее не известен. Проблему

полноты можно решить либо снова эмпирически, либо оценивая наперёд, какими компонентами можно пренебречь ввиду малости их равновесных долей. Для этой цели можно использовать стандартные термодинамические данные, поскольку для оценок бывает достаточно одного сравнения констант равновесия.

## Равновесия образования метана

Прямая задача равновесия сводится к системе алгебраических уравнений относительно  $x_i$ , параметрами которой являются однородные координаты точки c и константы равновесий. Последние содержат зависимость от температуры и давления. Поскольку степень системы уравнений равна наибольшей из сумм стехиометрических коэффициентов линейно независимых реакций, решение приходится вести численно фактически уже, если эта сумма  $\geq 3$ . В многомерном (dim D > 2) случае решения  $x_i : D \to (0, 1)$  можно представить лишь в виде массива численных данных или совокупностью сечений по избранной сетке.

Рассмотрим образование метана в газовой фазе, для реакций между компонентами которой можно записать следующие стехиометрические уравнения:

$$\mathrm{CO}_2 + \mathrm{H}_2 = \mathrm{CO} + \mathrm{H}_2\mathrm{O}, \qquad (f_1)$$

$$\mathrm{CO} + 3\mathrm{H}_2 = \mathrm{CH}_4 + \mathrm{H}_2\mathrm{O}, \qquad (f_2)$$

$$CO_2 + 4H_2 = CH_4 + 2H_2O,$$
 (f<sub>3</sub>)

$$2\mathrm{CO} + 2\mathrm{H}_2 = \mathrm{CH}_4 + \mathrm{CO}_2. \tag{f_4}$$

Другими компонентами, существующими в системе, но появляющимися в малых количествах, мы в этом первом приближении пока пренебрежём.

Уравнения  $f_1, ..., f_4$  не независимы, в чём можно убедиться, подсчитав ранг матрицы стехиометрических коэффициентов:

$$\operatorname{rank} \begin{pmatrix} -1 & 1 & 1 & -1 & 0 \\ -3 & 1 & -1 & 0 & 1 \\ -4 & 2 & 0 & -1 & 1 \\ -2 & 0 & -2 & 1 & 1 \end{pmatrix} = 2$$

(столбцы упорядочены в последовательности:  $H_2$ ,  $H_2O$ , CO, CO<sub>2</sub>, CH<sub>4</sub>). Тем самым алгебраическая компонентность N = 5 - 2 = 3, причём любые три компонента из пяти независимы. В качестве независимых реакций, в свою очередь, выступает любая пара из  $f_1, ..., f_4$ . Выбор должен быть обусловлен наиболее надёжными экспериментальными данными о константах равновесия.

Возьмём как независимые реакции  $f_1$  и  $f_2$ , тогда  $f_3 = f_1 + f_2$ ,  $f_4 = f_2 - f_1$ . Константа равновесия реакции  $f_1$  по справочным данным [6, 7] удовлетворяет уравнению Габера:

$$\ln K_{p(1)} = -\frac{A}{T} + B + C \ln \frac{T}{T_0} + DT$$



**Рис. 1.** Температурные зависимости констант равновесия  $(K_p)$  базисных реакций  $f_1$  и  $f_2$ .

с параметрами, указанными в табл., в температурном интервале 300 - 1750 К при реперных  $p_0 = 1$  атм. и  $T_0 = 1$  К. Температурная зависимость константы равновесия  $f_2$  хорошо подчиняется уравнению

$$\ln K_{p(2)} = -\frac{A}{T} + B$$

в интервале 500 — 1500 К. Обе зависимости приведены на рис. 1. Как и следовало ожидать, реакция  $f_1$  эндотермическая (среднее значение стандартной теплоты  $\Delta H_1^{\circ} = 38,5$  кДж/моль), реакция  $f_2$  — экзотермическая ( $\Delta H_2^{\circ} = -221,3$  кДж/моль).

Составим уравнения закона действующих масс:

$$K_{1} = \frac{x_{\text{CO}}x_{\text{H}_{2}0}}{x_{\text{CO}_{2}}x_{\text{H}_{2}}} = K_{p(1)},$$
  

$$K_{2} = \frac{x_{\text{CH}_{4}}x_{\text{H}_{2}0}}{x_{\text{CO}}x_{\text{H}_{2}}^{3}} = p^{2}K_{p(2)},$$
(1)

(газ считается идеальным) и уравнения сохранения по элементам:

$$c_{\rm C} = n_{\rm CO} + n_{\rm CO_2} + n_{\rm CH_4},$$
  

$$c_{\rm H} = 2n_{\rm H_2} + 2n_{\rm H_2O} + 4n_{\rm CH_4},$$
  

$$c_{\rm O} = n_{\rm CO} + 2n_{\rm CO_2} + n_{\rm H_2O},$$

где  $c_k$  — количество элемента;  $n_i$  — количество компонента (моль). Вводя далее молярные отношения  $M_1 = c_{\rm H}/c_{\rm C}$  и  $M_2 = c_{\rm O}/c_{\rm C}$ , запишем:

$$M_{1} = \frac{2x_{\rm H_{2}} + 2x_{\rm H_{2}O} + 4x_{\rm CH_{4}}}{x_{\rm CO} + x_{\rm CO_{2}} + x_{\rm CH_{4}}},$$
$$M_{2} = \frac{x_{\rm CO} + 2x_{\rm CO_{2}} + x_{\rm H_{2}O}}{x_{\rm CO} + x_{\rm CO_{2}} + x_{\rm CH_{4}}},$$
(2)

Система уравнений дополняется естественным условием  $\sum_i x_i = 1$ . Задавшись теперь определенными значениями температуры, давления и молярных отношений  $M_1$ ,  $M_2$ , нужно решить систему (1)–(2), отыскивая корни  $x_i \in (0, 1)$ .

Система имеет четвертую степень, поэтому решение в каждой точке  $(T, p, M_1, M_2)$  представляется возможным получить численно. Для этого использованы метод наименьших квадратов с оптимизацией функции невязок методом присоединённого градиента либо модифицированный метод Ньютона.

Рассмотрим результаты при нескольких разных значениях молярных отношений  $M_1$ ,  $M_2$  и давлении p = 100 атм. Пусть  $M_1 = M_2 = 2$ . В этом случае начальное состояние отвечает, например, одному из условий:  $c_{\rm CO_2}$ :  $c_{\rm H_2} = 1$ : 1,  $c_{\rm CO}$ :  $c_{\rm H_2O} = 1$ : 1,  $c_{\rm CO_2}$ :  $c_{\rm H_2O}$ :  $c_{\rm CH_4} = 3$ : 2: 1 и т. д. Через точки, координаты которых соотносятся указанным образом, в пространстве  $Y_0 = \{(n_{\rm H_2}, n_{\rm H_2O}, n_{\rm CO}, n_{\rm CO_2}, n_{\rm CH_4})\} = (\mathbf{\bar{R}}_+)^5$  проходит семейство смежных двумерных стехиометрических многообразий, на которых ищутся состояния равновесия.

Результаты вычислений приведены для этого случая на рис. 2(а). Следует обратить внимание на то, что зависимость  $x_{CH_4}(T)$  ограничена сверху значением 1/6, зависимости  $x_{CO_2}(T)$ ,  $x_{CO}(T)$ и  $x_{\rm H_2O}(T)$  — значением 1/2, причём доля воды проходит через минимум, стремясь при  $T \rightarrow 0$ к 1/3, а доля водорода — через максимум. Предельные состояния отвечают смещению равновесий следующим образом. При увеличении температуры константа равновесия реакции f2 быстро уменьшается, так что эта реакция становится почти необратимой влево уже при T > 1400 К. Поэтому дальнейшее смещение равновесия связано почти целиком с реакцией  $f_1$ . При  $T \to \infty$  функции  $x_{{
m CO}_2} \sim x_{{
m H}_2}$  и  $x_{{
m CO}} \sim x_{{
m H}_2{
m O}}$  асимптотически равны, отвечая стехиометрическому условию, заданному соотношением элементов. В этой области температур нетрудно получить аналитическое решение:

$$x_{\text{CO}_2} = \frac{\sqrt{K_1} - 1}{2K_1 - 1}, \quad x_{\text{CO}} = \sqrt{K_1} x_{\text{CO}_2}.$$

Оно показано на рис. 2(*a*) штрихованными кривыми. Заметим, что для стехиометрической связи  $f_1$  удобно выбрать инварианты  $X = \text{CO}, Y = \text{H}_2\text{O}$ (для системы в целом, очевидно,  $\text{CO} \neq \text{inv}$ ). Напротив, при  $T \to 0$  реакция  $f_1$  становится почти необратимой влево, а  $f_2$  — вправо, причём произведение  $K_1K_2 \to \infty$ . Поскольку же  $f_2$  в этом направлении связывает водород и монооксид углерода, предельное состояние будет соответствовать стехиометрии  $f_3 = f_1 + f_2$  с четырёхкратным избытком  $\text{CO}_2$ , то есть молярному отношению компонентов  $n_{\text{CO}_2}: n_{\text{H}_2\text{O}}: n_{\text{CH}_4} = 3:2:1.$ 



**Рис. 2.** Равновесные молярные доли компонентов в зависимости от температуры при давлении 100 атм. и молярных отношениях:  $M_1 = M_2 = 2$  (a);  $M_1 = 2$ ,  $M_2 = 1$  (6);  $M_1 = 4$ ,  $M_2 = 1$  (6).



**Рис. 3.** Равновесные молярные доли водорода (*a*), оксида (б, нижние кривые) и диоксида (б, верхние кривые) углерода и метана (*a*) в зависимости от давления при молярных отношениях  $M_1 = M_2 = 2$  и температурах: 1–700 К; 2–900 К.

Изменим теперь начальное условие. Пусть  $M_1 = 2, M_2 = 1$ , тогда равновесный состав изменяется с температурой по рис. 2(б). Как видно, в этих условиях происходит полное превращение равных количеств монооксида углерода и водорода (синтез-газа) в метан, а предельные состояния при  $T \to 0$  и  $T \to \infty$  могут быть описаны с помощью линейной комбинации  $f_4 = f_1 - f_2$ . Доля воды невелика и составляет 0,089 в максимуме. Явление «предельной стехиометрии» можно наблюдать, выбирая и другие целочисленные начальные условия. При  $M_1 = 4, M_2 = 1$  температурные зависимости имеют вид, показанный на рис. 2(6), а предельные состояния отвечают комбинации  $f_5 = 3f_2 - f_1$ :

$$4CO + 8H_2 = 3CH_4 + CO_2 + 2H_2O.$$
 (f<sub>5</sub>)

Подчеркнём, что подобные линейные комбинации отражают ситуацию, при которой состояние равновесия лежит на краю стехиометрического многообразия. Самый вид уравнения  $f_5$ , приведённого,

например, в [3], показывает, что оно распадается на несколько линейно независимых: число инвариантов больше числа N = 5 - 1 = 4.

В целом о влиянии температуры можно сказать следующее. Во-первых, увеличение температуры приводит к уменьшению доли метана — метан, как и диоксид углерода, является низкотемпературной формой. Напротив, СО и, в ряде случаев, водород, выступают как высокотемпературные формы. Во-вторых, влияние температуры на равновесный состав реакционной смеси наиболее существенно в окрестности 1100 К — при этих температурах производные  $\partial x_i/\partial T$  велики по значению и достигают максимума. При T < 700 К это влияние почти незаметно.

Зависимость от давления оказывается слабой при 50–100 атм., особенно при низких температурах. На рис. 3 приведены примеры такой зависимости, рассчитанные для  $M_1 = M_2 = 2$ .

Поромотр			Реакция		
параметр	$f_1$	$f_2$	$f_{6}$ [7]	$f_9$	$f_{10}$
A, K	5383,35	$-26619,\!45$	$-8947,\!85$	8444,39	17 104,95
В	14,09	-29,84	24,93	$93,\!67\cdot 10^{-3}$	16,06
C	-1,34		-18,75		
$D, K^{-1}$	$0,17\cdot 10^{-3}$		$5,69\cdot10^{-3}$		
$E, K^{-2}$			$-6,\!22\cdot10^{-7}$		
$F, K^2$			$-3,22\cdot10^3$		

Параметры температурных зависимостей констант равновесия Кр.



**Рис. 4.** Температурные зависимости констант равновесия ( $K_p$ ) базисных реакций  $f_6$ ,  $f_9$  и  $f_{10}$ .

## Образование этана, этилена и метилового спирта

В литературе имеет место некоторое несоответствие между константами равновесий, связанных с синтезом метанола. Следующие стехиометрические уравнения являются комбинациями друг друга:

$$2H_2 + CO = CH_3OH, (f_6)$$
  

$$CO_2 + 3H_2 = CH_3OH + H_2O, (f_7 = f_1 + f_6)$$
  

$$3CO + 2H_2O = CH_3OH + 2CO_2, (f_8 = f_6 - 2f_1)$$

однако соответствующее комбинирование констант равновесия по данным [6–8] не приводит к их хорошему согласованию между собой. В настоящей работе использованы данные [7], по которым константа  $K_{p(6)}$  описана уравнением Габера, включающим члены  $\sim T^2$  и  $\sim T^{-2}$  (табл., рис. 4). Расчёт системы

равновесий с независимыми реакциями  $f_1$ ,  $f_2$ ,  $f_6$  показывает, что доля метилового спирта весьма мала. Для  $M_1 = M_2 = 2$  и  $M_1 = 1$ ,  $M_2 = 2$  появление метилового спирта не изменяет доли остальных компонентов (они соответствуют рис. 2(a) и 2(6)). Доля же самого спирта в зависимости от температуры показана на рис. 5 и имеет порядок  $x_{\rm CH_3OH} \sim 10^{-7}$  в максимуме. В ещё меньших количествах, если судить по константам равновесия, должны образовываться такие продукты как метаналь, муравьиная и уксусная кислоты.

Бо́льший интерес представляет образование углеводородов. В качестве независимых были выбраны реакции

$$2CH_4 = C_2H_6 + H_2, (f_9)$$

$$C_2H_6 = C_2H_4 + H_2. (f_{10})$$

Температурные зависимости констант равновесия  $K_{p(9)}, K_{p(10)}$  [6] хорошо линеаризуются в логарифмически-гиперболических координатах (рис. 4, пара-



**Рис. 5.** Равновесная молярная доля метанола в зависимости от температуры при давлении 100 атм. и молярных отношениях:  $1 - M_1 = M_2 = 2$ ;  $2 - M_1 = 2$ ,  $M_2 = 1$ .



**Рис. 6.** Равновесные молярные доли компонентов в зависимости от молярного отношения  $M_2$  при T = 1200 К, p = 100 атм. и молярном отношении  $M_1 = 2$ .

метры даны в табл.). Обе реакции эндотермические ( $\Delta H_1^\circ = 60.9 \ \kappa Дж/моль, \Delta H_{10}^\circ = 142.2 \ \kappa Дж/моль)$ , тогда как метан является в данной системе экзотермическим соединением. Поэтому для этана и этилена ожидается экстремальное поведение с температурой, как и для метилового спирта. Вычисление показывает что при рассматриваемых до сих пормолярных отношениях доли и этих компонентов остаются малы (не более  $\sim 10^{-4} \ {\rm C_2H_6} \ и \sim 10^{-5} \ {\rm C_2H_4}$ ). Однако углеводороды появляются в значительных количествах при  $M_2 < 0.5$ , то есть при недостатке кислородсодержащих соединений.

Рассмотрим, как меняются доли компонентов в зависимости от молярного отношения  $M_2$  при T == 1200 К, p = 100 атм. и  $M_1 = 2$ . Как видно из рис. 6, характер этих зависимостей резко меняется при  $M_2 \approx 0.5$ . Если после этой точки доли этана и этилена практически пренебрежимо малы, то слева от неё оба компонента существуют в заметно бо́льших количествах, а этилен при малых  $M_2$  начинает даже преобладать. Напротив, при  $M_2 > 0.5$  возрастают доли кислородсодержащих соединений, кроме СО, зависимость для которого немонотонна. Такой же характер имеет эта зависимость для метана. Вообще, около точки 0,5 сгруппированы экстремумы и перегибы функций  $x_i(M_2)$  и их производных. Заметим, что все зависимости являются гладкими, и точки, аналогичные  $M_2 = 0.5$ , не следует рассматривать как точки излома.

Таким образом, имеет место очевидная закономерность: ожидать образования заметных количеств углеводородов можно лишь в условиях общего недостатка кислорода (речь идёт о его соединениях, а не о свободном кислороде), когда основную роль начинают играть реакции дегидрирования углеводородов.

# Список литературы

- 1. *Нейланд О. Я.* Органическая химия. М.: «Высшая школа», 1990. 751 с.
- 2. Шелдон Р.А. Химические продукты на основе синтез-газа. Пер. с англ. М.: «Химия», 1987. 248 с.
- Алексеев Ф.А., Войтов Г.И., Лебедев В.С. и др. Метан. М.: «Недра», 1978. 310 с.
- Катализ в С1-химии. Под ред. В. Кайма. Пер. с англ. Л.: «Химия», 1987. 296 с.
- Таран Ю.А. О каталитических свойствах изверженных пород // Вулканология и сейсмология. 1980. № 5. С.89 – 93.
- Справочник химика. Ред.: Никольский Б.П. и др. В 7и тт. Т. III. М., Л., Химия, 1965. 1008 с.
- Краткий справочник физико-химических величин. Под ред. Равделя А. А., Пономаревой А. М.. СПб.: «Специальная литература», 1999. 232 с.
- Гоникберг М.Г. Химическое равновесие и скорость реакций при высоких давлениях. М.: Изд-во АН СССР, 1960. 272 с.



УДК 544.342-13:550.43

А.В. Наумов

Камчатский филиал Геофизической службы РАН, г. Петропавловск-Камчатский e-mail: aither@bk.ru

# К вычислению границы насыщения столба раствора летучих компонентов в гравитационном поле

Рассмотрена простая модель фазового перехода «жидкость-газ» в стволе скважины, выносящей на поверхность жидкий раствор летучих компонентов. Рассчитаны изотермы глубин начала дегазации и построены диаграммы в координатах «концентрация-глубина» для систем CH<sub>4</sub>-H<sub>2</sub>O, N<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O.

# Введение

Одной из проблем, возникающих при геофизических измерениях в скважинах (например, геоакустических измерениях), является поведение газонасыщенного раствора («флюида»), переходящего в двухфазное состояние «жидкость-газ» на определённых глубинах. Поскольку растворимость летучих компонентов в жидкой фазе зависит от давления, предполагается существование определённой границы по глубине, на которой начинается выделение газовой фазы — границы начала «дегазации». При подъёме тонкого слоя раствора под действием сколь угодно малой разности давлений в столбе, моделирующем пьезометрическую скважину, граница дегазации отвечает достижению раствором насыщения относительно газовой фазы. На этом основании могут быть рассчитаны изотермы глубин начала дегазации и построены диаграммы в координатах «концентрация-глубина».

## Общая модель

Столб жидкого раствора летучих компонентов B в растворителе A находится в однородном гравитационном поле. Жидкость испытывает медленный (сколь угодно медленный) подъём в восходящем потоке. По мере падения гидростатического давления слой раствора насыщается относительно газовой фазы и на определённой глубине начинается выделение газа — «дегазация» жидкости. Задача состоит в вычислении глубины h начала дегазации.

Растворимость летучего компонента в конденсированной фазе определяется законом Генри:

$$x_B = K_B p_B,$$

где  $x_B$  — молярная доля компонента B в растворе, понентов. Если же ис насыщенном относительно газовой фазы;  $p_B$  — парциальное давление этого компонента в газе;  $K_B$  — преобразованы к эти постоянная Генри. (Часто константой Генри называют обратную величину  $k_B = K_B^{-1}$  и сам закон записывают в виде:  $p_B = k_B x_B$ .) Жидкий раствор становится насыщенным, когда давление в слое равноский коэффициство объёма газа, взятого ро, к объёму раствора

пара растворителя, а  $p_B$  — давления насыщения растворённых компонентов, определённые законом Генри. Если раствор идеален, то давление пара растворителя определяется, в свою очередь, законом Рауля:

$$p_A = p_A^\circ \left( 1 - \sum_B x_B \right),$$

где  $p_A^\circ$  — давление пара над чистым растворителем, зависящее только от температуры.

Учитывая теперь, что давление, под которым находится слой жидкости на глубине h, складывается из гидростатического и атмосферного давлений, имеем:

$$p_A^{\circ}\left(1-\sum_B x_B\right) + \sum_B \frac{x_B}{K_B} = \rho g h + p_0$$

откуда

$$h = \frac{1}{\rho g} \left[ p_A^{\circ} - p_0 + \sum_B x_b \left( \frac{1}{K_B} - p_A^{\circ} \right) \right].$$
 (1)

Здесь  $p_0$  — атмосферное давление;  $\rho$  — плотность раствора. Формула (1) даёт решение задачи. Если  $p_B \gg p_A$ , то давлением пара растворителя можно пренебречь, считая растворитель при не слишком высоких температурах практически нелетучим (например, в системе «вода — метан»). Тогда:

$$h = \frac{1}{\rho g} \left( \sum_{B} \frac{x_B}{K_B} - p_0 \right). \tag{2}$$

В уравнения (1), (2) входят молярные доли компонентов. Если же используются другие способы выражения состава, то уравнения должны быть преобразованы к этим величинам. Для растворов летучих компонентов («растворов газов») часто применяются объёмная объёмная концентрация (бунзеновский коэффициент абсорбции) — отношение объёма газа, взятого при некоторых реперных  $T_0$ ,  $p_0$ , к объёму раствора

$$u_B^{00} = \frac{RT_0}{p_0} C_B = \frac{RT_0}{p_0} \cdot \rho \frac{x_B}{M_A x_A + \sum_B M_B x_B},$$

либо объём-объёмная концентрация — отношение объёма газа к объёму растворителя:

$$\beta_B^{00} = \frac{n_B R T_0}{p_0 V_A} C_B = \frac{R T_0}{p_0} \cdot \rho_A \frac{x_B}{M_A x_A}.$$

Здесь  $C_B$  — молярная объёмная концентрация компонента B. Газ считается идеальным, а в качестве реперных выбирают обычно  $T_0 = 273,15$  К,  $p_0 = 101,325$  кПа. Обе величины зависят, кроме  $T_0$ ,  $p_0$ , от температуры и давления, при которых находится раствор. Если раствор сильно разбавлен, то  $x_A \approx 1$  и

$$\beta_B^{00} \approx \frac{RT_0}{p_0} \frac{\rho_A}{M_A} \cdot x_B \approx u_B^{00}. \tag{3}$$

Используя теперь (3) в формуле (2), получим:

$$h = \frac{p_0}{\rho g} \left( \frac{M_A}{\rho_A R T_0} \sum_B \frac{\beta_B^{00}}{K_B} - 1 \right). \tag{4}$$

#### Зависимость от температуры

Основной вклад в температурную зависимость величины h вносит константа Генри, зависимость которой от температуры отвечает уравнению изобары Вант-Гоффа:

$$\frac{\partial \ln K_B}{\partial T} = \frac{\Delta H_B^\circ(T)}{RT^2}$$

Стандартная теплота растворения газа  $\Delta H^{\circ}_B(T)$  существенно зависит от температуры, поэтому для описания экспериментальных данных привлекается полуэмпирическое уравнение Габера:

$$\ln \frac{K_B}{K_0} = -\frac{a}{T} + b + c \ln \frac{T}{T_0} + eT$$
 (5)

(здесь  $K_0, T_0$  — реперные значения; a, ..., e — константы).

Кроме того, от температуры и, в меньшей степени, от давления зависит плотность раствора. Преимущественное влияние на плотность, которая в общем случае является функцией  $\rho(T, p, x)$ , оказывает состав раствора.

#### Система «вода-метан»

На рис. 1 приведена температурная зависимость константы Генри для растворов метана в воде. Значения  $K_{\rm CH_4}$  вычислены из нескольких данных по растворимости [1, 2] (без учёта отличия плотности раствора от чистого растворителя), а также с использованием числовых значений величины  $k_{\rm CH_4}$  по данным [3]. Зависимость в интервале  $0-85^{\circ}$  С аппроксимирована уравнением (5) с коэффициентами



**Рис. 1.** Температурная зависимость константы Генри метана, растворённого в воде.



**Рис. 2.** Зависимость растворимости метана в воде от давления при  $20^{\circ}$  C (по [2]).

$$a = -9174,20$$
 K,  $b = -196,853$ ,  $c = 25,2684$ ,  $e = 0$ 

при  $K_0 = 1 \, \Pi a^{-1}$ ,  $T_0 = 1 \, K$ . Логарифмически-гиперболическая зависимость (c = 0, e = 0), которой удовлетворяет одна группа данных [2], представляется недостоверной. Закон Генри выполняется для давлений метана до 13 МПа при 20° С (рис. 2 по [2]).

Изотермы «концентрация-глубина» рассчитаны по уравнениям (1), (3) с использованием уравне-



**Рис. 3.** Диаграмма глубин начала выделения газовой фазы из водных растворов метана.



**Рис. 5.** Диаграмма глубин начала выделения газовой фазы из водных растворов метана.

ния (5) для константы Генри, в качестве ρ принята плотность чистой воды при соответствующей температуре. Соответствующая диаграмма представлена на рис. 3. Ниже линии при каждом значении температуры существует гомогенный раствор. При достижении линии для данного состава (данной кон-



**Рис. 4.** Температурная зависимость константы Генри азота, растворённого в воде.

центрации растворённого газа) раствор насыщается и из него выделяется первая порция газовой фазы начинается «дегазация». В дальнейшем состав насыщенного раствора изменяется в изотермических условиях вдоль линии.

## Система «вода-азот»

Зависимость  $K_{N_2}(T)$  реализована по уравнению (5) в интервале 0–85° С с использованием табулированных в [3] коэффициентов

$$a = -8435,7$$
 K,  $b = -176,539,$   
 $c = 21,5655, e = 8,43921 \cdot 10^{-3}$  K<sup>-1</sup>.

Зависимость проходит через минимум в точке  $71,5^{\circ}$  С, которая отвечает атермическому растворению азота в воде (рис. 4). Аналогичная тенденция имеет место и для метана, однако экстремум не достигается в исследуемом интервале температур.

Диаграмма «концентрация-глубина», показанная на рис. 5, рассчитана по (1), (3). Использована плотность чистой воды при соответствующей температуре.

#### Список литературы

- 1. Справочник химика. Ред.: Никольский Б.П. и др. В 7и тт. Т. III. М., Л.: Химия, 1965. 1008 с.
- Справочник по растворимости. Сост. Коган В.Б. и др. Т. І, кн. 1. М., Л.: Изд-во АН СССР, 1961. 960 с.
- Намиот А.Ю. Растворимость газов в воде. М.: «Недра», 1991. 167 с.



УДК 553.078.2 +553.21/.24

А.А. Нуждаев, С.Н. Рычагов

Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, г. Петропавловск-Камчатский e-mail: envi@kscnet.ru, rychsn@kscnet.ru

# Особенности поведения ртути в зоне гипергенеза Нижне-Кошелевской геотермальной системы (Южная Камчатка)

На примере Нижне-Кошелевской геотермальной системы, одной из наиболее крупных современных пародоминирующих гидротермальных систем Камчатки, выполнено обобщение данных о распределении ртути во всех типах сред, входящих в её структуру: горных породах, метасоматитах, гидротермальных глинах, почвенно-пирокластических отложениях, природных водах (термальных различного типа, смешанных, метеорных), паро-газовой фазе, солевых выпотах, концентратах рудных минералов (тяжёлой фракции донных осадков), др. На основе этих данных выделены проницаемые тектонические структуры, уточнены границы известной и новообразованной термоаномалий, показана высокая динамика преобразования исходных горных пород в гидротермальные глины, обсуждаются условия транспорта и концентрирования ртути в зоне гипергенеза геотермальной системы.

# Введение

Несмотря на большое количество исследований в области геохимии ртути [1, 4, 9, 13, 14], в последние годы интерес к изучению её поведения в различных природных и техногенных системах не ослабевает [2, 5]. Это, вероятно, связано, прежде всего, с высокой подвижностью Нg и её соединений при различных Р-Т и физико-химических параметрах геологической среды. Детальное изучение распределения ртути в современных гидротермальных системах Южной Камчатки и Курильских островов позволило обратить внимание на Нg как индикатор многих геологических (тектонических, геотермальных и рудообразующих) процессов [10-12]. Целью настоящей работы является исследование динамики и механизмов различных геологических процессов, протекающих в структуре Нижне-Кошелевской геотермальной системы, на основе обобщения большого количества полученных авторами фактических данных о распределении ртути в породах, метасоматитах, гидротермальных глинах, природных водах, паро-газовых струях, рудных минералах и др. средах.

# Фактический материал

Отбор образцов твёрдых отложений (пород, метасоматитов, гидротермальных глин, донных осадков, солевых выпотов, почвенно-пирокластических отложений) и пробоподготовка выполнена по стандартным методикам [12]. Аналитические исследования проведены, в основном, в ИГХ СО РАН, г. Иркутск (атомно-абсорбционный метод, аналитики Л. Д. Андрулайтис и О. С. Рязанцева), а также в ИВиС ДВО РАН (рентгенофлюоресцентный метод, д.г.-м.н. И. И. Степанов). Отбор и консервирование водных проб и паро-газовой фазы выполнены согласно методике, разработанной в ИГХ СО Л.Д. РАН Андрулайтис (аналитические работы, соответственно, проведены там же).

Ртуть в почвенно-пирокластических отложениях. Опробование этих отложений и определение в них концентраций ртути широко используется для выделения литогеохимических ореолов рассеяния над скрытыми залежами рудных полезных ископаемых, картирования сейсмоактивных разломов, обнаружения тектонически ослабленных зон, проницаемых для парогидротерм [14, 15]. С целью выделения таких структур в районе Нижне-Кошелевской геотермальной системы был пройден геохимический профиль в направлении Ю-С длиной более 3 км, пересекающий все выделяемые ранее геолого-гидрогеологические структуры. Шаг опробования составил 100 м, на площади термоаномалий — 10 м. Отбирался наиболее тонкообломочный материал (супесь, суглинок) из подпочвенного горизонта. Концентрации ртути колеблются в широком диапазоне: от 0,029 мг/кг до 11,5 мг/кг. Аномально высокими значениями выделяются (рис. 1, с Ю на С): 1) Нижне-Кошелевское Новое термальное поле, 2) Нижне-Кошелевская основная т/а, 3) разломная зона, пересекающая Аргиллизитовую структуру и подтверждаемая другими геолого-геофизическими данными [8]. Небольшая ртутнометрическая аномалия на северной границе основной т/а, вероятно, обусловлена скрытой разгрузкой гидротерм, что подтверждается увеличением на этом участке температуры грунтов.

Площадная ртутнометрическая съёмка выполнена в районе новообразованной т/а, названной Нижне-Кошелевским Новым термальным полем [7].



Рис. 1. Распределение ртути в подпочвенном горизонте по профилю, пересекающему Нижне-Кошелевскую геотермальную систему.

Средние значения концентрации ртути в подпочвенном горизонте для разных температурных интервалов.

			Темпера	тура, ° С	
Год	Кол-во проб	меньше 15	15-20	20-25	больше 25
			Концентрац	ия Hg, мг/кг	-
2010	50	0,31	0,75	0,20	3,75
2011	152	0,26	0,40	0,47	5,16
2012	60	0,35	0,75	1,85	7,91
2013	147	0,34	0,94	2,88	5,62

Съёмка проводилась ежегодно с 2010 по 2013 гг., смеси и ртути в её составе, по-видимому, из области наиболее полно в 2011 и 2013 гг. по квадратной сети (см. таблицу). Концентрации ртути в подпочвенном горизонте достигали десятков мг/кг. Распределение содержаний Нg хорошо коррелируется с температурным полем. Более того, достаточно чётко выделяются зоны относительно высоких концентраций ртути, соответствующие температурной зональности (см. таблицу). В целом, обращает на себя внимание отчетливая корреляция температурного и ртутнометрического полей: совпадение аномалий наиболее высоких значений и границ полей, изменение пространственного положения и границ выделенных зон в результате остывания площади Нижне-Кошелевского Нового термального поля в 2010-13 гг. после его внезапного разогрева в 2008-2009 гг. Такая корреляция свидетельствует о едином источнике и механизме образования (изменения) температурных и ртутнометрических аномалий — вследствие поступления паро-газовой

перегретого пара основной т/а [3].

2. Ртуть в породах. Изучение распределения Нд в различных по характеру и степени изменения горных породах обычно направлено на выяснение условий миграции ртути в земной коре, определение её источников, механизмов концентрирования (перераспределения), решения других вопросов. В районе Нижне-Кошелевской геотермальной системы опробовались неизменённые породы (андезибазальты — андезидациты Западно-Кошелевского вулкана), гидротермально изменённые до вторичных кварцитов и опалитов, преобразованные в различной степени (как правило, аргиллизированные) образцы пород из толщи гидротермальных глин (рис. 2). Наибольшими концентрациями Нд выделяются вторичные кварциты и опалиты, минимальными (на уровне фоновых значений для вулканогенных пород Курило-Камчатского регио-



Рис. 2. Диаграмма распределения ртути в различных типах пород Нижне-Кошелевской геотермальной системы.

на [6]) — лавы, экструзивные и интрузивные породы. Таким образом, гидротермально-метасоматические изменения, в целом, приводят к накоплению Hg в горных породах, что подтверждает общую концепцию об активном транспорте ртути в современных высокотемпературных газо-гидротермальных системах.

3. Ртуть в гидротермальных глинах. Ранее опробование гидротермальных глин на определение содержания Нд проводилось лишь для оценки общих условий поведения ртути в гидротермальном процессе [9, 14]. Систематическое послойное опробование толщи гидротермальных глин Нижне-Кошелевской т/а на участках, отличающихся физико-химическими режимами разгрузки парогидротерм, показало следующее. Глины, в целом, характеризуются высокими, до ураганных, концентрациями Hg: от 0,1–0,5 до 10–20 мг/кг, а в отдельных случаях до 50 мг/кг и выше. При этом в большинстве разрезов (изучено около 40 разрезов с помощью шурфов и скважин колонкового бурения) наибольшие концентрации ртути отмечаются в верхних слоях (рис. 3а). Но в отличие от термальных полей Паужетской гидротермальной системы распределение ртути в глинах Нижне-Кошелевской т/а крайне неоднородно от разреза к разрезу: выделяются блоки с общим высоким содержанием Hg во всех слоях (рис. 3б), блоки с тенденцией увеличения концентраций к подошве толщи при высоком содержании Нд в приповерхностном слое (рис. 3в), и др. (рис. 3г). Таким образом, превышение уровня концентраций ртути в гидротермальных глинах активной высокотемпературной т/а, по сравнению с породами и аргиллизитами палеогидротермальной системы (опробовалась рядом расположенная Ар-

гиллизитовая структура), достигает 3-4-х порядков. Очевидно, что гидротермальные глины Нижне-Кошелевской геотермальной системы обладают высокой сорбционной емкостью на ртуть. Показательно распределение Hg в разрезах делювиальных отложений на площади Нижне-Кошелевского Нового термального поля. Центральная, наиболее прогретая, часть характеризуется высокими концентрациями Hg (1,0-7,0 мг/кг) по всему разрезу и (или) с некоторым повышением значений в приповерхностных горизонтах. Тонкообломочные отложения в этих разрезах подвержены интенсивной аргиллизации вследствие прогрева участка паро-газовой смесью. Отмечается корреляция высоких концентраций ртути с наиболее аргиллизированными слоями. На границе новообразованного термального поля содержания ртути в разрезах на порядок ниже и отмечается тенденция постепенного роста концентраций Нд к нижним горизонтам — параллельно с ростом степени аргиллизации тонкообломочного материала. Таким образом, концентрирование ртути в делювиальных отложениях Нижне-Кошелевского Нового термального поля коррелируется с преобразованием пород в гидротермальные глины, эти процессы взаимосвязаны и носят высокодинамичный характер (протекают в течение нескольких лет).

**4.** *Ртуть в природных водах.* На площади Нижне-Кошелевской геотермальной системы были опробованы все типы формирующихся здесь природных вод: 1) термальные прозрачные газонасыщенные (пульсирующие); 2) растворы в грязе-водных котлах, часто также кипящие; 3) смешанные воды рч. Гремучий; 4) разгрузки глубинных нейтральных до субщелочных гидротерм (источники среднего течения рч. Прямой), 5) холодные воды ручьёв;



**Рис. 3.** Диаграммы наиболее характерного распределения ртути в разрезах гидротермальных глин Нижне-Кошелевской т/а.

6) воды из-под снежников (рис. 4). Максимально высокими значениями выделяется первый тип вод (до 3,5 мкг/л), минимальными — воды, вытекающие из-под снежников (не более 0,01 мкг/л). Последние были отобраны на удалении во многие километры от Нижне-Кошелевской т/а и могут считаться фоновыми. Высокими значениями концентраций ртути (до 1,1 мкг/л), но существенно ниже термальных прозрачных, выделяются растворы грязе-водных котлов, насыщенные тонкой взвесью глинистых минералов, а также частицами самородной серы и сульфидов железа. Вероятно, в этих котлах часть ртути высаживается из раствора на поверхность глинистых и др. частиц. Промежуточными значениями концентраций Нg выделяются другие типы вод (см. рис. 4), что, по-видимому, отражает характер смешения термальных вод и разбавления их метеорными. В целом, заметна тенденция роста концентраций Нд при повышении температуры воды. Необходимо также отметить, что аномально высокие содержания Нд в термальных водах Нижне-Кошелевской геотермальной системы соответствуют таковым в ряде современных гидротермальных систем мира: Гейзерс (США), Монтэ-Амиата (Италия), Мутновской (Россия).

**5. Р***туть в паро-газовой фазе.* На площади Нижне-Кошелевской т/а опробовались практически все относительно сухие и физически доступные па-

ро-газовые струи, за два года исследований получены устойчивые результаты (рис. 5). Максимальные содержания ртути составляют 0,05 мкг/л, что сопоставимо с концентрациями Нg в паро-газовой фазе участка Дачный Мутновского геотермального месторождения [14]. В пределах Нижне-Кошелевской т/а более высокие значения Hg в паро-газовых струях характерны для Верхнего и Западного участков. БСВ и Центральная часть характеризуются другим гидрогеологическим режимом (существенно более обводнены) и интенсивными эрозионными процессами (что также во многом связано с обилием метеорных и смешанных вод в этой части т/а). Таким образом, паро-газовая фаза Верхнего и Западного участков более сухая, что, вероятнее всего и определяет повышение здесь уровня концентраций Hg: согласно общепринятым взглядам [14], при вскипании гидротерм ртуть переходит из жидкой в газовую фазу и таким образом происходит обогащение паро-газовой смеси.

6. Ртуть в поровых растворах гидротермальных глин. С целью изучения поведения ртути в поровых растворах, играющих большую роль в процессах формирования состава и свойств гидротермальных глин, были подготовлены водные вытяжки по методике, разработанной в АЦ ИВиС ДВО РАН Е. В. Карташёвой. При подготовке водных вытяжек в состав анализируемого раствора могут попадать



Рис. 4. Диаграмма распределения ртути в различных типах природных вод Нижне-Кошелевской геотермальной системы.



Рис. 5. Диаграмма распределения Нд в паро-газовой фазе по участкам в пределах Нижне-Кошелевской т/а.

легко растворимые соли, содержащиеся в глинах. Но наш взгляд, во-первых, роль этих солей не столь велика, а во-вторых, сами соли образуются, в основном, за счёт испарения поровых вод, т. е. отражают их состав. Поэтому условимся называть воды, извлеченные из гидротермальных глин с помощью подготовки водных вытяжек, поровыми растворами. Поровые растворы гидротермальных глин основной т/а характеризуются аномально высокими значениями Hg — от первых единиц до 20–30 мкг/л, а в отдельных слоях толщи глин — 50–60 мкг/л, что на порядок превышает максимальные содержания Hg в горячих газонасыщенных термаль-

ных водах. Обращают на себя внимание ураганные концентрации ртути в поровых растворах аргиллизированных делювиальных отложений центральной части Нижне-Кошелевского Нового термального поля (максимальные 250-270 мкг/л при средних 120 мкг/л). В краевой части поля содержания Hg в поровых растворах находятся на среднем высоком уровне (10-20 мкг/л, а в отдельных слоях, сложенных наиболее аргиллизированными суглинками, до 60 мкг/л), что сравнимо с распределением ртути в поровых растворах основной т/а (рис. 6). Эти данные свидетельствуют об активном привносе ртути паро-газовой фазой в процессе прогрева и аргилли-



**Рис. 6.** Диаграмма распределения ртути в поровых растворах гидротермальных глин Нижне-Кошелевской геотермальной системы.

зации тонкообломочных делювиальных отложений. Таким образом, ртуть в поровых растворах служит своеобразным индикатором начального этапа интенсивной аргиллизации пород под воздействием восходящего паро-газового теплоносителя.

#### Заключение

Нижне-Кошелевская геотермальная система характеризуется высокими значениями содержаний ртути во всех типах гидротермально-метасоматических новообразований, термальных водах, паро-газовой фазе, тяжёлой (рудной) минеральной фракции. Это ставит её в один ряд с некоторыми крупными современными гидротермальными системами (Гейзерс, Монтэ-Амиата, Мутновская) и даёт определённые возможности для решения фундаментальных научных и практических задач. В частности, на основе детального изучения распределения ртути выделены геологические структуры, сохраняющие в верхнечетвертичное время тектоническую активность (разлом рч. Аргиллизитовый), намечены границы области основной разгрузки парогидротерм (приповерхностные границы зоны гипергенеза основной термоаномалии), показана динамика температурного и геохимического полей Нижне-Кошелевского Нового термального поля в режиме реального времени, получены новые данные об условиях миграции и накопления Hg при аргиллизации пород, установлен факт (довольно редкий для современных гидротермальных систем) образования сульфидов ртути в гидротермальных глинах. Таким образом, ртуть служит индикатором многих геологических (физико-химических) процессов, играющих важную роль в формировании и изменении Нижне-Кошелевской (и, по-видимому, других) геотермальных систем.

Авторы глубоко признательны всем коллегам по экспедиции за помощь в организации и проведении полевых работ и сотрудникам Аналитических Центров ИГХ СО РАН и ИВиС ДВО РАН за большой объём аналитических исследований. Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проекты №№ 14-05-31158мол\_а, 14-05-31263мол\_а) и Дальневосточного отделения РАН.

#### Список литературы

- Айдиньян Н.Х., Озерова Н.А., Волкова А.В., Шикина Г.П. К вопросу о летучести ртути и её соединений // Геохимия. 1969. №9. С. 251–260.
- Астахов А. С., Валлманн К., Иванов М.В. и др. Распределение ртути и скорость её накопления в верхнечетвертичных отложениях котловины Дерюгина Охотского моря // Геохимия. 2007. № 1. С.54–70.
- Денисов Д.К., Нуждаев И.А., Феофилактов С.О. Изучение геологического строения Паужетского и Нижне-Кошелевского геотермальных месторождений методом ВЭЗ (Южная Камчатка) // Материалы XI региональной молодёжной научной конференции «Исследования в области наук о Земле». Петропавловск-Камчатский. 2013. С. 77–97.
- Жеребцов Ю. Д. Термоформы нахождения ртути в литохимических ореолах золото-серебряных месторождений и их поисковое значение // Геохимия. 1991. № 1. С. 75–87.
- Коваль П. В., Калмычков Г. В., Лавров С. М. и др. Антропогенная компонента и баланс ртути в экосистеме Братского водохранилища // ДАН. 2003. Том. 388. № 2. С. 225–227.
- Леонова Л. Л. Геохимия четвертичных и современных вулканических пород Курильских островов и Камчатки // Геохимия. 1979. No2. C. 179–197.
- Нуждаев А.А., Чернов М.С., Феофилактов С.О., Нуждаев И.А. Нижне-Кошелевское Новое термальное поле: история появления и развитие // Материалы XI региональной молодёжной научной конференции «Исследования в области наук о Земле». Петропавловск-Камчатский. 2013. С. 111–124.

- 8. Нуждаев И.А., Феофилактов С.О. Современное состояние изученности строения Центральной части Нижне-Кошелевского геотермального месторождения 12. Рычагов С. Н., Степанов И.И. Гидротермальная си-(Южная Камчатка) и результаты магнитной съёмки // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2013. № 2 (22). C. 231-241.
- 9. Озерова Н.А. Ртуть и эндогенное рудообразование. 13. М.: Наука, 1986. 232 с.
- 10. Рычагов С. Н., Нуждаев А.А., Степанов И.И. Поведе- 14. ние ртути в зоне гипергенеза геотермальных месторождений (Южная Камчатка) // Геохимия. 2009. № 5. C. 533-542.
- 11. Рычагов С.Н., Нуждаев А.А., Степанов И.И. Ртуть как индикатор современной рудообразующей газо-гид-

ротермальной системы (Камчатка) // Геохимия. 2014. №2. C. 145-157.

- стема вулкана Баранского, о-в Итуруп: особенности поведения ртути в недрах // Вулканология и сейсмология. 1994. № 2. С.41-52.
- Сауков А.А., Айдиньян Н.Х., Озерова Н.А. Очерки геохимии ртути. М.: Наука, 1972. 336 с.
- Трухин Ю.П., Степанов И.И., Шувалов Р.А. Ртуть в современном гидротермальном процессе. М.: Наука, 1986. 199 c.
- 15. Фурсов В.З. Ртуть – индикатор при геохимических поисках рудных месторождений. М: Недра, 1977. 144 с.



УДК 546.185:549.755.244

А. В. Сергеева<sup>1</sup>, С. Н. Рычагов<sup>1</sup>, М. С. Чернов<sup>2</sup>

 Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, г. Петропавловск-Камчатский e-mail: valraf2009@yandex.ru
 Геологический факультет МГУ им. М.В. Ломоносова, Москва

# Фосфаты гидротермальных глин Восточно-Паужетского термального поля (Южная Камчатка): характеристика и путь образования

На определенном горизонте разреза толщи гидротермальных глин Восточно-Паужетского термального поля (Паужетская гидротермальная система, Южная Камчатка) образованы светлые серо-зелёные сферические частицы и их агрегаты размером от десятков микрон до 5–7 мм. Методами рентгеновской дифрактометрии, инфракрасной спектроскопии, рентгенофлуоресцентной спектрометрии и растровой электронной микроскопии изучен химический и фазовый составы сферических частиц, получены данные об их микроструктуре. Показано, что в составе материала преобладают Al, Si, P; содержатся Mg, Fe, S, Ca, Sc, Ti, Cu, другие элементы. Определены фосфаты алюминия и алюминия-железа, каолинит; присутствуют пирит и минералы кремнезёма. Полученные данные свидетельствуют об относительно высокой концентрации фосфат-ионов во время формирования сферических частиц.

# Введение

Авторский коллектив продолжает детальное исследование толщи гидротермальных глин, образующихся в зоне разгрузки парогидротерм на геотермальных полях и обладающих свойствами геохимического барьера многих металлов, а также других химических элементов и их соединений [5, 6]. Изучение разреза гидротермальных глин Восточно-Паужетского термального поля с помощью проходки шурфа и послойного опробования до глубины 2,6 м показало наличие в нижнем слое глин большого количества светлых серо-зелёных округлых сферических частиц (глобул). В связи с этим целью работы было изучение элементного и фазового составов, микроструктуры глобул, для дальнейших выводов об условиях их образования.

# Общая характеристика Восточно-Паужетского термального поля, гидротермальных глин и глобул

Термальное поле расположено на склоне Камбального вулканического хребта и относится к восточному флангу Паужетского геотермального месторождения. Поле локализовано на площади примерно  $300 \times 500$  м в среднем течении рч. Лучший. Центральный участок размером  $100 \times 150$  м выделяется наличием паро-газовых струй, водных и грязе-водных котлов, температуры грунтов достигают 105 °C. Поле отличается от других термальных полей Паужетского месторождения отсутствием рядом расположенных эксплуатационных скважин и имеет естественный температурный и геохимический режимы. Это обстоятельство привлекает

повышенное внимание к изучению на данном поле условий формирования гидротермальных глин. Ранее глины исследовались нами с помощью проходки шурфов на наиболее активных высокотемпературных участках. Но в 2013 г. был пройден шурф глубиной 2,6 м, вскрывший относительно «спокойный» блок в западной части поля: температура грунтов постепенно возрастала от 21 °С в верхнем слое до 77 °С на забое, на данном участке отсутствуют разгрузки термальных вод и паро-газовой смеси. В разрезе глин выделяются следующие ярко выраженные горизонты: 0-50 см — рыже-бардовые глины зоны сернокислотного выщелачивания, 50-70 см черно-красные гематитизированные глины с псевдоморфной обломочной текстурой, 70-90 см — сине-серые пиритизированные глины с фрагментами псевдоморфной обломочной текстуры (переходный слой), 90-260 см — визуально относительно однородная толща синевато-серых глин зоны углекислотного выщелачивания. Границы между горизонтами чёткие, резкие. Последняя толща выделяется наличием большого количества кремнезёма (корочек, гнезд, прожилков опала, халцедона и кварца) и пирита, как рассеянного в основной массе, так и образующего жеоды и прожилки. Нижний слой глин (240-260 см) визуально отличается цветом, глины менее пластичные, тяжелая фракция отмывается значительно быстрее, и др. - всё в свидетельствует о существенном изменении состава и физических свойств глин в подошве разреза. По данным динамического зондирования (М. С. Чернов) ниже этого слоя на глубине 290–300 см начинается резкий переход к жестким скальным грунтам. Именно



**Рис. 1.** РЭМ-изображения сферических частиц из гидротермальных глин: *a*) – общий вид, *б*) – сферическая частица фосфатного состава, *в*) – увеличенный фрагмент участка поверхности, увеличение 3000 раз.

из данного слоя было выделено большое количество глобул и их агрегатов (многие сотни штук в расчёте на объём  $10 \text{ см}^3$ ), окрашенных в серо-зелёный цвет. Глобулы образуют близкие к идеальным правильные шарообразные формы или округлые почковидные агрегаты, имеют относительно ровную поверхность (визуально), но при большом увеличении видна неоднородная, шероховатая и бугристая структура поверхности (рис. 1). Размеры агрегатов достигают 5–7 мм, преобладают индивидуализированные глобулы диаметром до 1,0–1,5 мм. Глобулы находятся как в основной массе глин, так и внутри прожилков, сложенных опалом.

#### Методика исследований

Серый шлих, полученный непосредственно во время полевых работ, дополнительно разделяли в бромоформе ( $\rho = 2.9 \, r/cm^3$ ). Легкая фракция шлиха, помимо глобул, содержала, в основном, кварц, полевые шпаты, аморфный гидратированный диоксид кремния, в тяжёлой фракции находился пирит.

Состав глобул изучен методами инфракрасной спектроскопии, рентгеновской дифрактометрии, рентгенофлуоресцентной спектрометрии («S4 Pioneer») — все в ИВиС ДВО РАН, и с помощью растровой электронной микроскопии на приборе LEO 1450VP, оснащенном энерго-дисперсионным спектрометром INCA 300 (МГУ). Для анализов отобраны частицы диаметром до 1,0-1,5 мм, имеющие относительно ровную и визуально однородную поверхность. Инфракрасные спектры поглощения записаны на инфракрасном Фурье-спектрометре IR Affinity. Диапазон волновых чисел  $400-4000 \,\mathrm{cm}^{-1}$ , разрешение  $2 \text{ см}^{-1}$ , число сканов 60–80. Частицы измельчали и прессовали в таблетки с бромидом калия, для каждой частицы спектр записывали отдельно. Дифрактограммы получены на рентгеновском дифрактометре XRD 7000, диапазон углов 6 - 40°20, шаг 0,05°20, экспозиция в точке 6 с, вращение образца.



ν, cm<sup>-1</sup>

**Рис. 2.** Инфракрасные спектры материала, составляющего сферические частицы

#### Результаты исследований и обсуждение

На рис. 2 представлены ИК спектры материала нескольких глобул. По спектрам глобулы делятся на две группы: группа *a*) не содержит каолинитовых примесей и содержит только фосфаты, группа б) содержит, помимо фосфатов, каолинит. На спектрах присутствуют несколько полос поглощения: в высокочастотной ( $2800-4000 \,\mathrm{cm}^{-1}$ ), среднечастотной (около  $1000 \,\mathrm{cm}^{-1}$ ), низкочастотной (ниже  $600 \,\mathrm{cm}^{-1}$ ) областях. Сложная полоса поглощения в высокочастотной области (область поглощения молекул воды и ОН-групп) состоит из нескольких полос с центрами около 3130, 3230, 3360,  $3585 \,\mathrm{cm}^{-1}$ . Эти частоты, в частности, характерны для фосфатов. Сходную структуру высокочастотной полосы поглощения имеет, например, паравоксит FeAl<sub>2</sub>(PO<sub>4</sub>)<sub>2</sub>(OH)<sub>2</sub> · 8H<sub>2</sub>O [8]. Узкий пик с максимумом  $3585 \,\mathrm{cm}^{-1}$  по виду напоминает пики валентных колебаний гидроксила  $\Im - O - H$ . Возможно, его наличие свидетельствует о присутствии таких гидроксилов в структуре обнаруженных фосфатов.

Полосы с максимумами около 2855, 2925 и 2960 см<sup>-1</sup> относятся к валентным колебаниям связей С-Н и свидетельствуют о присутствии в образце органического вещества, но в природных образцах глин и глинистых минералов такие примеси распространены и обычны. На спектрах группы б) присутствуют узкие полосы с максимумами около 3700 и 3630 см<sup>-1</sup>. Эти полосы характерны для валентных колебаний ОН-групп минералов группы каолинита. О присутствии каолинита в некоторых глобулах свидетельствует также вид спектра в средне — и низкочастотной областях. Это яркая полоса с максимумом около 914 и плечом около 940 см<sup>-1</sup>, чёткие полосы с максимумами 470 и 535 см<sup>-1</sup>.

В среднечастотной области наблюдается полоса с максимумом около 1056 см<sup>-1</sup>, отвечающая валентным антисимметричным колебаниям фосфатных тетраэдров  $v_3[PO_4]$ , это же значение характерно для варисцита. Плечо около 1150 см<sup>-1</sup>, по-видимому, так же соответствует колебаниям  $v_3[PO_4]$ , но может происходить и от колебаний  $v_3[SiO_4]$ , поскольку сферические частицы содержат примеси кварца и аморфного гидратированного диоксида кремния. Сложно вынести однозначное суждение о природе этого плеча, поскольку тетраэдрические группировки [XO<sub>4</sub>] с X–S, P, Si имеют сходные виды спектров и близко расположенные частоты колебаний.

Полоса около 914 см<sup>-1</sup>, скорее всего, связана с полносимметричным колебанием  $v_1[PO_4]$  [2, 4]. В этой же области расположена резонансная частота деформационного колебания водородносвязанного гидроксила (фрагмент Al-O…H-O-Al) у минералов группы каолинита. На некоторых спектрах эта полоса имеет плечо около 940 см<sup>-1</sup>, как у каолинита. Видимо на спектрах образцов, содержащих каолинит, полосы  $v_1[PO_4]$  и  $\delta$  (Al(OH)OAl) накладываются друг на друга.

Полосы 420, 473, 534, 586, 640, 825 см<sup>-1</sup>, скорее всего, связаны с деформационными колебаниями  $\delta_d$ группировок [OPO], [OSiO], [OAlO]. Положение и вид полос поглощения при колебании тетраэдрических группировок вида [XO<sub>4</sub>] будут схожи для близких элементов X: S,P, Si, Al. Поэтому однозначное отнесение полос поглощения сделать сложно. Тем не менее, инфракрасные спектры свидетельствуют о наличии в исследуемых минералах фосфатной группировки [PO<sub>4</sub>].

Дифрактограмма образцов представлена на рис. 3. Фиксируются рефлексы от паравоксита ( $Fe^{2+}Al_2$ ( $PO_4$ )<sub>2</sub>(OH)<sub>2</sub> ·  $8H_2O$ ), варисцита ( $AIPO_4 \cdot 2H_2O$ ), пирита и каолинита. Наиболее вероятное отнесение рефлексов приведено в табл. 1. Ввиду высокой дисперсности образца рефлексы уширены, многие накладываются друг на друга и сливаются, поэтому один и тот же рефлекс может быть отнесен разным фазам.

Присутствие паравоксита, варисцита, каолинита устанавливается с достаточной определенностью. Вызывает сомнение наличие пирита и кварца (перекрывание рефлексов первых трёх фаз), но их присутствие подтверждается другими методами исследований (рис. 4).

Элементный состав частиц, полученный методами рентгеновской флуориметрии и локального рентгеноспектрального микроанализа (ЛРСМА), представлен в табл. 2. В этой таблице данные пересчитаны на преобладающие элементы и состав отвечает фосфатным минералам. Высокое содержание скандия, меди, магния может быть связано как с образованием твёрдых растворов (например,  $(Al_{1-x}Sc_x)PO_4 \cdot 2H_2O$ ,  $(Fe_{1-x}Cu_x)Al_2(PO_4)_2(OH)_2 \cdot 8H_2O$  и др.), так и с выделением самостоятельных фаз (например, твёрдые растворы на основе псевдомалахита, кольбекита). Титан, кальций, кремний, скорее всего, входят в состав алюмосиликатов. Сера, по-видимому, входит в состав пирита. Внутреннее строение сферических частиц неоднородно: выделяются участки с листовато-чешуйчатой структурой (сложенные, в основном, алюмосиликатами) и участки



**Рис. 3.** Порошкограмма материала сферических частиц (соответствие номеров рефлексов и фаз см. табл. 1)

Фаза	Номер рефлекса (индекс рефлекса)
Варисцит (AlPO <sub>4</sub> $\cdot$ 2H <sub>2</sub> O), <i>Pbca</i> [5]	3 (111), 4 (200,020), 6 (210), 7 (021,211), 9 (121), 13 (122), 15 (113), 17 (131)
Паравоксит (Fe <sup>2+</sup> Al <sub>2</sub> (PO <sub>4</sub> ) <sub>2</sub> (OH) $2 \cdot 8H_2O$ ), $P\bar{1}$	2 (001), 4 (020, $\overline{1}\overline{1}1$ , 100, 110), 7 (1 $\overline{1}0$ , 120), 9 ( $\overline{1}11$ ), 12 (002), 18 ( $\overline{1}\overline{4}1$ )
Каолинит $\mathrm{Al}_2\mathrm{Si}_2\mathrm{O}_5(\mathrm{OH})_4,\ P1$ или $Cc$	1 (001), 6 (110, 111, 111), 8 (021), 11 (111)
Пирит FeS $_2, Paar{3}$	<b>16</b> (200), <b>20</b> (210)
α-кварц, SiO <sub>2</sub> , <i>P</i> 3 <sub>1</sub> 21	9 (110), 15 (101)

Таблица 1. Фазы, рефлексы которых зафиксированы на дифрактограмме.

Таблица 2. Относительный элементный состав материала частиц, пересчитанный в представленном элементном базисе (только доминирующие элементы, за вычетом кислорода)

Элемент	Al	P	Si	S	Sc	
мол. %	46,0	30,1	18,7	1,4	1,2	Данные
Элемент	Fe	Mg	Cu	Ti	V	флуориметрии
мол. %	1,0	0,5	0,5	0,4	0,2	
Элемент	Si	Al	Р	Sc	Fe	Данные
мол. %,	49,8	32,4	8,7	7,3	1,8	ЛРСМА



**Рис. 4.** Полутоновое изображение микротомографического сечения сферической частицы

с массивной структурой, состав которых отвечает фосфатам и, вероятно, минералам кремнезёма (опал, халцедон, кварц).

#### Возможный путь формирования фосфатов

Фосфаты ряда металлов относятся к малорастворимым соединениям. Например, произведения растворимости AlPO<sub>4</sub> и AlPO<sub>4</sub> · 2H<sub>2</sub>O по данным [1, 3] составляют  $10^{-18,24}$  и  $10^{-29}$ , соответственно. Фосфат-ион является хорошим комплексообразователем для ряда металлов (в т.ч. для Al, лантаноидов, Cu, Sc, Fe). Поэтому логично ожидать, что в составе исходного раствора, из которого сформировались глобулы, присутствовали фосфатные координационные соединения ряда металлов.

Изменения условий нахождения маточного раствора, сопровождающиеся пересыщением относительно некоторых фаз, будут приводить к выделению осадков. К таким изменениям можно отнести испарение раствора, изменение температуры и др. Видимо, наиболее быстро в маточном растворе была достигнута пороговая концентрация относительно варисцита и паравоксита. Наряду с выделением варисцита и паравоксита следует ожидать соосаждения других металлов, скорее всего в виде твёрдых растворов на основе доминирующих фосфатов. Непосредственными предшественниками фосфатных фаз следует считать фосфатные координационные соединения. Условия, приводящие к формированию глобул, требуют дальнейшего исследования.

#### Заключение

Установлено, что в основании разреза толщи гидротермальных глин Восточно-Паужетского термального поля сформировались глобулы серо-зелёного цвета размером от десятков микрон до 5–7 мм. Частицы содержат каолинит (возможно и др. алюмосиликаты), минералы кремнезёма (прежде всего, опал) и фосфаты (определяются ромбический варисцит, триклинный паравоксит). Глобулы также включают кристаллы пирита. Химический состав частиц разнообразен: Al, Si, P, Mg, Fe, Ti, Sc, Ca, S, др. элементы. По-видимому, фосфаты сформировались при пересыщении гидротермального раствора относительно твёрдых фаз. Непосредственными предшественниками фосфатов следует считать фосфатные комплексы металлов. Поэтому совместно с фосфатами алюминия следует ожидать выделения металлов, которые образуют прочные фосфатные комплексы и малорастворимые фосфаты.

Авторы глубоко признательны своим коллегам по экспедиции за помощь в полевых работах и сотрудникам АЦ ИВиС ДВО РАН за предоставление условий для лабораторных исследований и определение химического состава материала. Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проект 14-05-31263мол\_а).

## Список литературы

- Луръе Ю. Ю. Справочник по аналитической химии. М.: Химия. 1989. 448 с.
- Накамото К. ИК спектры и спектры КР координационных и неорганических соединений. М.: Мир. 1991. 537 с.
- Новый справочник химика и технолога. Химическое равновесие. Свойства растворов. Под ред. Симановой С. А. С.-Пб.: АНО НПО «Профессионал». 2004. 998 с.

- 4. Плюснина И.И. Инфракрасные спектры минералов. М.: МГУ. 1977. 191 с.
- 5. Рычагов С.Н., Соколов В.Н., Чернов М.С. Гидротермальные глины геотермальных полей Южной Камчатки: новый подход и результаты исследований // Геохимия. 2012. №4. С. 378–392.
- Рычагов С. Н., Соколов В. Н., Чернов М. С. Гидротермальные глины как высокодинамичная коллоидно-дисперсная минералого-геохимическая система // ДАН. 2010. Том. 435. С. 806–809
- Kniep R., Mootz D., Vegas A. Variscite // Acta Crystallographica. 1982. Vol. 38. P. 263 - 265.
- Ray L. Frost, Ricardo Scholz, Andres Lopes, Yunfei Xi, Zeljka Zigovecki Gobac, Laura Frota Campos Horta. Raman and infrared spectroscopic characterization of the phosphate mineral paravauxite Fe<sup>2+</sup>Al<sub>2</sub>(PO<sub>4</sub>)<sub>2</sub>(OH)<sub>2</sub> · 8H<sub>2</sub>O. // Ray L. Frost, Ricardo Scholz, Andres Lopes at all. Spectrochimica Acta Part A: Molecular and Biomolecular Spectroscopy 116 (2013) 491–496.



УДК 552.181

А. В. Сергеева, Н. П. Богатко, М. А. Назарова, Г. А. Карпов

Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, г. Петропавловск-Камчатский valraf2009@yandex.ru

# Первые результаты комплексных исследований гидротермальных глин района термальных источников Академии Наук (Камчатка)

В очагах разгрузки современных гидротермальных систем областей активного вулканизма практически всегда формируются зоны гидротермальных изменений, верхние уровни которых занимают гидротермальные глины. В зависимости от базовых температур в недрах гидротермальных систем, интенсивности трещиноватости и фильтрационных свойств вмещающих пород, на поверхность выходят растворы с температурами от первых десятков градусов Цельсия до точки кипения. В паровой фазе в последних случаях нередко отмечаются серосодержащие газы, конденсация которых приводит к образованию сернокислотных растворов. Под их воздействием породы разного состава трансформируются в аргиллизиты, основное место в которых занимают глинистые минералы. Глинистая покрышка играет важную роль в структуре резервуара гидротермальной системы не только как верхний водоупор и теплоизолятор, но в силу высокой сорбционной ёмкости глин может давать определённую информацию о элементной специализации глубинных гидротерм.

С этих позиций зона аргиллизации гидротермальной системы в южном секторе кальдеры Академии Наук (источники Академии Наук) является мало изученной. Настоящее сообщение посвящено исследованию особенностей минерального состава, геохимии и петрофизических характеристик гидротермальных глин данного района. Пробы глин были отобраны в полевые периоды 2012-2013 гг. На определение петрофизических характеристик глин пробы отбирались в специальные дюралюминиевые бюксы. В лабораторных условиях были проведены определения естественной влажности, удельного и объёмного весов глин, а также пористости (по общепринятым методикам). Методом рентгеновской флуоресценции (S4 Pioneer) выполнены анализы содержания в них следующих микроэлементов:Sc, V, Cr, Ni, Cu, Zn, As, Rb, Sr, Y, Zr, Nb, Ba, La, Ce, Pb.

Методы исследований фазового (минерального) состава глинистых материалов: рентгенофлуоресцентная спектрометрия, дифрактометрия и инфракрасная спектроскопия, проводились на оборудова-

нии Аналитического центра ИВиС ДВО РАН. Химический анализ проводился на рентгенофлуоресцентном спектрометре S4 PIONEER. Дифрактограммы получены на дифрактометре XRD-7000 MAXima. Режим съёмки: CuKa1 излучение в интервале углов  $20.6-65^{\circ}$ , напряжение 30 кВ, ток 30 мА, шаг  $0.05^{\circ}$  20, экспозиция 6 секунд. Съёмка глинистых препаратов проводилась сначала в воздушно-сухом состоянии, затем с насыщением глицерином для определения наличия слоёв, характерных для смектитов. Инфракрасные спектры были получены на Фурье-спектрофотометре IRAffinity-1 в интервале волновых чисел 400-4000 см $^{-1}$ , с разрешением 4 см $^{-1}$ , число сканов 50. Съёмка спектров проводилась при комнатной температуре. Образцы растирались с бромидом калия и прессовались в таблетки.

Проведённые исследования позволили выявить определённую зональность развития глинистых минералов в разрезах зон аргиллизации. Как правило, в местах выходов гидротерм с температурой 89 – 95°С в верхних зонах разрезов глин (на глубине 0-5 см) глины имеют характерный охристый цвет, а в их составе преобладают аутигенные минералы каолинит, смектит, опал, в меньшей степени - марказит, пирит (в виде отдельных прослоев и линз), а также аллотигенные минералы — альбит, магнетит, кварц, кристобалит (табл. 1, пробы 7520, 7521, 7522). В интервале глубин 10–15 см в ассоциации глинистых минералов появляется иллит (см. табл. 1, проба 7525). В местах проработки склона термального поля паровыми струями формируется высокосовершенный каолинит, что фиксируется по инфракрасным спектрам (чёткие полосы 3700, 3620, 1030, 1010 и 915 см<sup>-1</sup>) (табл. 2) и дифрактограммам (узкие интенсивные рефлексы целочисленной серии 7, 3, 5, 1,75 А). На участках выходов гидротерм (грязевые и грязе-водные котлы) (табл. 3) в составе аргиллизитов формируются смектит, смешаннослойные минералы, иллит-смектит и чистый иллит. По нашим представлениям, смектит развивается по ранее образовавшемуся каолиниту, а затем, в результате замещения части октаэдрического алюминия железом, магнием, а тетраэдрического кремния алюминием, происходит иллитизация смектита.





Источники Береговые (юго-вост.группа).

Участок гидротермально-измененных пород (район Береговых источников).



Водно-грязевой котел Желтый ( Западная группа источников Академии Наук).



Гидротермально измененные глины в районе гейзера Старый.

	Аллотигенные минералы	альбит, а-кварц, кристобалит высокотемпературный	альбит,магнетит, а-кварц,	альбит,магнетит, а-кварц,кристо- балит высокотемпературный	альбит, а-кварц,магнетит
AKOB	ИК-спектрометрия		16 14 14 10 10 10 10 10 10 10 10 10 10	112 113 110 010 010 010 010 010 010 010 010	2 2 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1
ереговых источни	Аутигенные минералы	каолинит новообразован. ,смектит,пирит,марказит, опал	каолинит, смектит, пирит, опал	каолинит,смектит,пирит, марказит,опал	каолинит новообразован., иллит, смектит,пирит
стка района Бе	Литологический разрез		Total Hereit	752 Ablxog napa	
'uac	Ļ	95	80	94.8	95
Y	Место отбора	Склон обрыва	Склон, выше пульсирующего источника	Термальное поле, рядом паро-газовый выход	Термальное поле
	пубина тбора,см	0-5	0-5	0-2	10-15
	Точка Г отбора о	7520	7521	7522	7525

Схематический разрез и минералогия гидротермальных глин

Таблица 1.



Схематический разрез и минералогия гидротермальных глин

314



Таблица 4

Максимальные содержания микроэлементов в пробах гидротермальных глин в районе источников Академии Наук

ōN	Место отбора	2	Лаксимал	пьные со	нежани	19, ррм	
teectp	а Береговые источники	Ba	^	Zr	Sr	Zn	Си
7520	Склон обрыва. Термальное поле	194	204	277	81	100	39
7521	Склон, выше пульсир. источника	91	241	238	74	76	96
7522	Склон, рядом паро-газовые выходы	288	252	198	119	113	75
7524	Термальное поле, низ, гл.25-30см	470	178	257	163	87	37
7525	Термальное поле, ср.гл.10-15см	495	250	261	203	78	57
7526	Термальное поле, верх, гл.0-5 см	290	260	169	90	99	40
	источники Акдемии Наук						
7529	Гейзер Старый, выше по склону	492	138	279	163	117	55
7530	Гейзер Старый, выше по склону	319	113	355	66	126	48
7539	Котел Желтый, у кромки котла	425	222	153	295	91	47
7540	Котел Желтый, борт котла	372	147	223	172	100	53
7541	Котел Желтый, выше по склону	41	204	342	45	74	40
7542	Котел Желтый, выше по склону	169	186	326	85	86	40

Примечание: Анализы выполнены в Аналитическом центре ИВиС ДВО РАН методом рентгенофлоурисцентного анализа "S4 PIONEER" Аналитики: Курносова Н.Ю., Чеброва Н.И.

# Результаты определений петрофизических свойств гидротермальных глин в районе источников Академии Наук

٩	Ñ			Brawnorth	Обьемный	Обьемный		Удельный вес	
п/п	пробы		Описание проов	БЛАЖНОСІБ	вес влажн.	вес сухого	пористоств		Т?
		Береговые источники.		% M	Δ r/cm3	Δr/cm3	% N	Y r/cm3	
4.	7520	Склон обрыва, термальное поле	буро-серая, без вкл.,тонкодисперсная	49.36	1.07	0.72	68.0	2.21	89.0
2.	7521	Склон, выше малодебитного пулсирующего источника	светло-серая с ожел., без вкп.,тонкодис.	64.56	1.04	0.56	76.0	2.33	88.3
З.	7522	Склон, рядом паро-газовые выходы с Т 94.8?	серо-красно-бурая,ожелез,без вкл.,очень влажн.	49.36	1.07	0.72	68.0	2.21	94.8
4.	7524	Термальное поле, низ, гл. 25-30 см.	свсерая,с бур. прослоями,срдисп.,мин.влажн.	42.0	1.19	0.83	66.0	2.39	95.0
5.	7525	Термальное поле, середина, гл. 10-15 см	свсерая,с кр.прос.с вкл.тверд.част.,маловлажн.	45.9	1.19	0.82	65.0	2.31	95.0
.9	7526	Термальное поле, верх, гл. 0-5 см	т-серая с ожел.и красн.прожил.,очень влажная	78.8	0.56	0.31	85.0	2.03	95.0
		Источники Академии наук.							
7.	7529	Гейзер Старый.Выше по склону, возле выхода пара.	буровато-серая, тонко-дисп., без включений.	47.8	1.16	0.78	69.0	2.51	88.0
80	7530	Гейзер Старый.Выше по склону, возле выхода пара.	красно-бурая с тверд. Включениями.	66.0	1.13	0.68	74.0	2.59	87.0
12.	7539	Котел Желтый. У кромки котла.	свтемно-серая, без вкл.,очень тонко-дисперсн.	29.0	1.57	1.22	53.0	2.58	98.6
13.	7540	Котел Желтый. С борта котла.	грязно-серая, т-дисперсн.,без вкл.,очень влажная.	37.1	1.45	1.06	56.0	2.41	97.0
14.	7541	Котел Желтый. Выше по склону, рядом выход пара.	светло-серая, с красн. прожилками, тонко-дисп.	49.5	1.04	0.70	66.0	2.03	98.0

Таблица 5



Рис. 1. Распределение содержаний микроэлементов в гидротермальных глинах района Береговых источников.



Рис. 2. Распределение содержаний микроэлементов в гидротермальных глинах района котла Желтого.



Распределение содержаний микроэлементов в гидротермальных глинах района гейзера Старый

**Рис. 3.** Распределение содержаний микроэлементов в гидротермальных глинах района гейзера Старый.

По геохимическим данным (табл. 4) практически на всех изученных участках в глинах наблюдаются повышенные содержания следующих элементов (г/т): V (до 260), Zr (до 355), Ba (до 495), Sr (до 295), в меньшей мере Cu (до 50), Zn (до 126),La (до 30), Ce (до 60).Установлено, что максимально высокие содержания отмеченных микроэлементов наблюдаются на термальных площадках у гейзера Старый, на участках гидротермально-изменённых пород Береговых источников и у грязе-водного котла Жёлтого (рис. 1–3). Причём, в этих же пробах отмечено повышение плотности глин, а также повышенное содержание сульфидов железа, с которыми, по-видимому, и связаны высокие содержания ряда микроэлементов.

318

Петрофизические характеристики изученных глин оказались весьма близкими (табл. 5).

Полученные нами данные по минеральному составу глин находятся в хорошем соответствии с материалами публикаций по таким известным гидротермальным системам как Нижне-Кошелевская и Паужетская [1, 2]. Исходя из геохимических характеристик изученных глин, можно предполагать специализацию глубинных гидротерм Академической гидротермальной системы на Ba, Zr, Sr, V, Cu, Zn, Ce и La.

#### Список литературы

- Рычагов С. Н., Давлетбаев Р. Г., Ковина О. В. Гидротермальные глины и пирит геотермальных полей: значение в геохимии современных эндогенных процессов (южная Камчатка). Вулканология и сейсмология, 2009, №2, с.39-55.
- Рычагов С.Н., Соколов В.Н., Чернов М.С. Гидротермальные глины геотермальных полей Южной Камчатки: новый подход и результаты исследований. Геохимия, 2012, №4, с.378-392.



УДК 550.341.5

А.В. Кирюхин, П.О. Воронин, А.Ю. Поляков, А.В. Мушинский

> Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, г. Петропавловск-Камчатский e-mail avk2@kscnet.ru

# Измерение изотопии воды Камчатских термоминеральных источников и скважин на приборе IWA-35EP

Осуществлено опробование анализатора изотопного состава воды IWA-35EP. Получена хорошая сходимость и воспроизводимость при измерении заводских стандартов. В произведенной серии измерений образцов воды с Камчатских термоминеральных источников и скважин, получена удовлетворительная сходимость результатов измерений.

# Введение

Изотопы — разновидности атомов одного и того же химического элемента, имеющие одинаковые заряд ядра и строение электронных оболочек, различающиеся по массе ядер. Разница масс обусловлена тем, что ядра изотопов содержат одинаковое число протонов **p** и различное число нейтронов **n**. Комбинации различных атомов-изотопов дают набор молекул-изотопологов.

Изотопологи — молекулы, различающиеся только по изотопному составу атомов, из которых они состоят. Изотополог имеет в своём составе, по крайней мере, один атом определённого химического элемента, отличающийся по количеству нейтронов от остальных. Молекула воды состоит из двух атомов водорода и одного атома кислорода. Водород имеет два стабильных изотопа — протий (H) — <sup>1</sup>H и дейтерий (D) — <sup>2</sup>H. У кислорода три устойчивых изотопа: <sup>16</sup>O, <sup>17</sup>O и <sup>18</sup>O.

В большинстве своём химические элементы являются смесями нескольких изотопов, различающихся атомными весами. Для исследования изотопного состава применяется ряд методов, которые основаны либо непосредственно на различии атомных весов изотопов (масс-спектрометрический метод), либо на различии их физических свойств (денситометрический метод, рефрактометрический метод анализа воды, анализ газов по их теплопроводности, методы анализа по радиоактивным свойствам изотопов, спектральные методы по атомным и молекулярным спектрам).

В середине февраля 2014 г. в распоряжение лаборатории тепломассопереноса поступил анализатор изотопного состава воды IWA-35EP, что позволило проводить соответствующие анализы.



**Рис. 1.** Анализатор изотопного состава воды IWA-35EP

# Технические данные

Анализатор изотопного состава воды компании Los Gatos Research (США) IWA-35EP<sup>1</sup> (рис. 1) прибор для измерения изотопного состава воды. Частота измерений при стандартной процедуре выполнения операций (6 проб для одного образца) составляет 150 рядовых и 30 контрольных проб в день. IWA-35EP также способен проводить измерения содержания  $\delta^{18}$ О и  $\delta^{2}$ Н в водяных парах.

IWA-35EP оснащён встроенным компьютером с процессором x86 и операционной системой Linux, под управлением которого производятся измерения.

<sup>&</sup>lt;sup>1</sup>http://www.lgrinc.com/analyzers/

overview.php?prodid=16&type=isotope



Рис. 2. Сопоставление результатов изотопии эталонов на приборе с их реальными значениями.

**Таблица 1.** Документированные значения заводских стандартов.

Назва- ние	$\delta D^{\prime\!\prime_{ m oo}}$	Погреш- ность стандарта %	$\delta^{18}O{}^{0\!/}_{\scriptscriptstyle 00}$	погреш- ность стандарта %
Str-1A	-154,30	0,50	-19,50	0,15
Str-2A	-123,60	0,50	$-16,\!14$	0,15
Str-3A	-96,40	0,50	-13,10	0,15
Str-4A	-51,00	0,50	$-7,\!69$	0,15
Str-5A	-9,50	0,50	-2,80	0,15

Компьютер позволяет хранить данные, как на внутреннем жестком диске, так и отправлять их в режиме реального времени на устройство регистрации данных через разъемы USB или Ethernet. Он так же снабжен постпроцессором, позволяющим сделать работу пользователя более продуктивной, сократить время, затрачиваемое на обработку данных, и обеспечить диагностику данных и системы.

Программное обеспечение для пост-анализа LGR автоматически выполняет вычисление точных значений изотопного состава воды на основании т.н «сырых» — (RAW) аналитических измерений на основании фактических значений эталонных образцов (стандартов VSMOW)

Дополнительно, имеется функция удаленного доступа. Благодаря этому, оператор может получить доступ к прибору, используя веб-браузер практиче-

ски в любом месте, где есть Интернет. Более того, удалённый доступ делает возможным получение и совместное использование данных, осуществление диагностики работы прибора без пребывания на рабочем месте.

#### Технические характеристики

Точность (1о):

Высокопроизводительный режим «High Performance»

0,06 ‰ для δ<sup>18</sup>О

 $0,1 \ _{\infty}$ для  $\delta^{2}$ Н

Режим с высокой пропускной способностью «High Throughput»

- $0,1 \ 0,1 \ 0,0$  for  $\delta^{18}O$
- 0,3 % for  $\delta^2 H$

Пропускная способность: максимум 1080 проб в день

Объём пробы: 1µL на пробу

Минерализация: < 4%

Температура измеряемых образцов: 5-50 °С

Диапазон рабочих температур: 0–45 °C

Влажность окружающего воздуха: 0-100% RH (без образования конденсата)

#### Предварительные результаты

Тестирование прибора осуществлялось с использованием стандартов, предоставленных фирмой-изготовителем прибора. Результаты тестирования можно увидеть на рис. 2. В ходе анализа эталонов прибор показал удовлетворительную точность и сходимость (табл. 1, табл. 2). В результате чего было

Названи	Измере	ение 1	Измер	ение 2	Измер	ение 3	Измер	ение 4
е	δD ‰	δ <sup>18</sup> 0 ‰	δD ‰	δ <sup>18</sup> 0 ‰	δD ‰	δ <sup>18</sup> Ο ‰	δD ‰	δ <sup>18</sup> 0 ‰
			-		-		-	
Std-1A	-153.749	-19.405	154.346	-19.516	154.879	-19.585	154.624	-19.550
			-		-		-	
Std-2A	-123.502	-16.090	123.501	-16.107	122.270	-15.940	122.883	-16.030
Std-3A	-97.753	-13.368	-96.453	-13.118	-97.151	-13.214	-96.794	-13.161
Std-4A	-50.296	-7.567						
Std-5A	-9.500	-2.800						
Названи	Измере	ение 5	Измер	ение 6	Измер	ение 7	Измер	ение 8
е	δD ‰	δ <sup>18</sup> Ο ‰	δD ‰	δ <sup>18</sup> Ο ‰	δD ‰	$\delta^{18}$ O ‰	δD ‰	δ <sup>18</sup> 0 ‰
			-		-		-	
Std-1A	-154.421	-19.480	154.773	-19.538	154.087	-19.451	154.000	-19.433
			-					
Std-2A	-123.338	-16.181	122.531	-16.056				
Std-3A	-96.541	-13.079	-96.997	-13.146				
Std-4A					-51.724	-7.848	-52.007	-7.905
Std-5A					-8.989	-2.691	-8.792	-2.653
Названи	Измере	ение 9	Измере	ение 10	Измере	ение 11	Измере	ение 12
е	δD ‰	δ <sup>18</sup> Ο ‰	δD ‰	δ <sup>18</sup> O ‰	δD ‰	δ <sup>18</sup> O ‰	δD ‰	δ <sup>18</sup> O ‰
			-		-		-	
Std-1A	-154.028	-19.431	154.073	-19.451	154.068	-19.438	153.997	-19.437
Std-2A								
Std-3A								
Std-4A	-51.916	-7.911	-51.768	-7.848	-51.787	-7.888	-52.019	-7.892
Std-5A	-8.856	-2.648	-8.959	-2.691	-8.946	-2.663	-8.785	-2.661
Названи	Измере	ние 13	Измере	ение 14	Измере	ение 15		
е	δD ‰	δ <sup>18</sup> 0 ‰	δD ‰	δ <sup>18</sup> O ‰	δD ‰	δ <sup>18</sup> O ‰		
			-		-			
Std-1A	-154.034	-19.447	154.075	-19.447	154.065	-7.699		
Std-2A								
Std-3A								
Std-4A	-51.899	-7.861	-51.763	-7.862	-51.796	-7.882		
Std-5A	-8.868	-2.682	-8.962	-2.681	-8.939	-2.667		

Таблица 2. Измеренные значения заводских стандартов.

принято решение начать работу непосредственно с образцами воды.

На данный момент было проанализировано 6 образцов воды: сепарат с Верхне-Мутновская ГеоЭС, вода из горячего источника Аверий (Долина Гейзеров, июнь 2011), вода из горячего источника № 56 (Долина Гейзеров), вода из горячего источника Аверий (Долина Гейзеров, октябрь 2011), вода из скважины № 26 (Мутновская ГеоЭС), вода из скважины № 48 (Быстринское МПК). Было произведено 9 замеров каждого образца, часть замеров были забракова-

ны самим прибором и постпроцессором. Результаты анализа представлены на рис. 3 и в табл. 3.

Для получения дальнейших данных необходимо набрать статистику по результатам анализов имеющихся образцов, что и будет проделано в ближайшее время.

#### Выводы

1. Получены первые результаты на новом приборе Isotopic Water Analyser-35EP (Los Gatos Research, США)

Название	с/н	дата отбора образца	№ замера	δD %	$\delta^{18}$ O %
Скв. 48	Ak 2011–8	05.07.2011	2	-81,205	-3,163
Скв. 48	Ak 2011–8	05.07.2011	3	-79,759	-3,070
Скв. 48	Ak 2011-8	05.07.2011	4	-80,685	-3,100
Скв. 48	Ak 2011-8	05.07.2011	5	-79,882	-3,021
Скв. 48	Ak 2011-8	05.07.2011	7	-80,610	-3,203
Скв. 48	Ak 2011-8	05.07.2011	8	-80,222	-3,070
Скв. 48	Ak 2011-8	05.07.2011	9	-80,501	-3,122
Скв. 26	AK 2011-37	06.09.2011	1	-93,277	-10,495
Скв. 26	AK 2011-37	06.09.2011	2	-94,802	-10,694
Скв. 26	AK 2011-37	06.09.2011	3	-94,873	-10,908
Скв. 26	AK 2011-37	06.09.2011	5	-94,321	-10,707
Скв. 26	AK 2011–37	06.09.2011	7	-94,039	-10,767
Скв. 26	AK 2011–37	06.09.2011	8	-93,921	-10,652
Скв. 26	AK 2011–37	06.09.2011	9	-93,947	-10,645
Аверий	AK 2011-46	16.10.2011	1	-90,275	-8,114
Аверий	AK 2011-46	16.10.2011	3	-90,919	-8,396
Аверий	AK 2011-46	16.10.2011	5	-91,095	-8,264
Аверий	AK 2011-46	16.10.2011	6	-90,509	-8,215
Аверий	AK 2011-46	16.10.2011	7	-90,130	-8,241
Аверий	AK 2011-46	16.10.2011	8	-90,288	-8,208
Аверий	AK 2011-46	16.10.2011	9	-90,080	-8,180
#56 ДГ	AK 2011-38	15.10.2011	1	-90,822	-10,584
#56 ДГ	AK 2011–38	15.10.2011	3	$-94,\!487$	-11,204
#56 ДГ	AK 2011–38	15.10.2011	4	-93,271	-11,097
#56 ДГ	AK 2011–38	15.10.2011	8	-92,361	-10,609
#56 ДГ	AK 2011–38	15.10.2011	9	-92,257	-10,592
Аверий	AK 2011-10	18.06.2011	1	-87,992	-7,500
Аверий	AK 2011–10	18.06.2011	2	-89,168	-7,864
Аверий	AK 2011–10	18.06.2011	3	-89,957	-8,041
Аверий	AK 2011–10	18.06.2011	7	-88,573	-7,796
Аверий	AK 2011–10	18.06.2011	8	-88,290	-7,699
Аверий	AK 2011-10	18.06.2011	9	-88,554	-7,720
Сепарат ВМ.	Ak 2011–36	05.09.2011	1	$-92,\!684$	-8,885
Сепарат ВМ.	Ak 2011–36	05.09.2011	3	$-93,\!491$	-9,038
Сепарат ВМ.	Ak 2011–36	05.09.2011	4	-92,785	-8,988
Сепарат ВМ.	Ak 2011–36	05.09.2011	5	-92,299	-8,819
Сепарат ВМ.	Ak 2011–36	05.09.2011	6	$-93,\!276$	-8,847
Сепарат ВМ.	Ak 2011–36	05.09.2011	7	$-92,\!425$	-8,883
Сепарат ВМ.	Ak 2011–36	05.09.2011	8	-91,925	-8,688
Сепарат ВМ.	Ak 2011–36	05.09.2011	9	$-91,\!524$	-8,580

Таблица 3. Измеренные значения исследуемых образцов рис. 3.



Рис. 3. Результаты замеров по шести образцам: сепарат с Верхне-Мутновская ГеоЭС, вода из горячего источника Аверий (Долина Гейзеров, июнь 2011), вода из горячего источника № 56(Долина Гейзеров), вода из горячего источника Аверий (Долина Гейзеров, октябрь 2011), вода из скважины № 26 (Мутновская ГеоЭС), вода из скважины № 48 (Быстринское МПК)

2. Получена хорошая сходимость и воспроизводимость прибора по измерениям изотопного состава заводских стандартов, что позволяет начать измерения образцов воды с природных объектов. Погрешность измерений стандартов:  $\pm 0.5 \%$  по дейтерию,  $\pm 0.15 \%$  по кислороду

3. В результате измерений первых 6 образцов воды с Камчатских термоминеральных источников

2. Получена хорошая сходимость и воспроизво- и скважин, получена удовлетворительная сходимость прибора по измерениям изотопного состава мость в серии из 9 измерений

#### Список литературы

Isotopic Water Analyzer IWA-35-EP User Manual [Электронный ресурс]: руководство пользователя / Los Gatos Research. — Mountain View, 2013. — 1 CD-ROM.



УДК 553.3/.4:553.2

В. М. Округин<sup>1,2</sup>, Д. А. Яблокова<sup>1,2</sup>, Е. Д. Андреева<sup>1,2</sup>, К. О. Шишканова<sup>1,2</sup>, В. М. Чубаров<sup>1</sup>, Т. М. Философова<sup>1</sup>, С. В. Москалёва<sup>1</sup>, И. И. Чернев<sup>3</sup>, М. В. Чубаров<sup>1</sup>

> <sup>1</sup> Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, г. Петропавловск-Камчатский

e-mail: okrugin@kscnet.ru

<sup>2</sup> Камчатский государственный университет имени Витуса Беринга, Петропавловск-Камчатский, 683 032

 $^3$  ОАО «Геотерм», Петропавловск-Камчатский, 683002

# Новые данные о пирите современных и палеогидротермальных систем Камчатского края

Выявлена химическая неоднородность, обусловленная неравномерным распределением и локальным концентрированием таких химических элементов как As, Sb, Se, Te, Cu, Bi, Pb, Hg, Mn, Zn, Co, Ni. Спектр элементов-примесей пирита палеогидротермальных систем (эпитермальных вулканогенных месторождений) обнаруживает тесную связь с минералого-геохимическими особенностями среды образования. Предлагается использовать геохимическую неоднородность пирита для детальной геолого-генетической классификации, выявления скрытой минералого-геохимической зональности. Эти данные необходимы для оценки глубины эрозионного среза и степени перспективности как конкретных рудных объектов, так и металлогении зоны перехода континент-океан Камчатского края.

#### Введение

Пирит – один из самых распространённых рудных минералов Камчатского края. Он встречается во всех типах магматических, метаморфических и осадочных горных пород, отлагаясь в необычайно широком интервале температур, давлений и концентраций – от С-Р-Т параметров магматических расплавов до условий современного литогенеза [2, 3, 5, 6, 9, 11, 12, 13]. По частоте встречаемости этот дисульфид железа не уступает таким каркасным и ленточным силикатам как полевые шпаты и пироксены, которые всесторонне и детально изучаются для решения как фундаментальных, так и прикладных проблем петрологии. Вполне естественно, что формируясь в таком уникальном интервале физико-химических условий, пирит обязан нести важную минералого-геохимическую информацию о среде своего образования. Поэтому изучение его типоморфных особенностей с применением самых разнообразных методов исследований было и остается в поле зрения минералогов, геохимиков, специалистов в области геологии и генезиса месторождений полезных ископаемых.

Пирит представляет собою один из наиболее важных минералов-индикаторов при изучении особенностей генезиса рудных месторождений. Знание его типоморфных особенностей имеет большое практическое значение для совершенствования теории локального прогноза, разработки наиболее эффективных поисковых критериев и прогнозных признаков.

Развитие и доступность методов локального физико-химического анализа (ЕМРА и аналитическая СЭМ) открыли новые возможности. На Камчатке сначала в ИВ (отдел физико-химических методов анализа и минералогии), а затем в ИВиС ДВО РАН (лаборатория вулканогенного рудообразования) в течение почти сорока лет проводится изучение типоморфных особенностей наиболее распространённых рудных (самородные металлы, сульфиды, сульфосоли) и жильных (кварц, карбонаты, цеолиты, адуляр) минералов месторождений, происхождение которых в той или иной степени связано с вулканической деятельностью. И пирит, конечно, на первом месте. В центре внимания весь доступный современной науке спектр физических и химических свойств минерала, а именно, количество, размеры, цвет, твердость, морфология (габитус), микроструктура, химический состав (стехиометричность), химическая неоднородность и её тип, микровключения и минералы, с которыми они ассоциируют.

#### Методы исследований

Изучение морфологии и микроструктуры, химического состава, особенностей распределения элементов-примесей пирита проводилось с использованием следующих методов: — классической минералогии и минераграфии (прецизионные автоматизированные микроскопы Axioskop 40, SteREO Discovery.V12, Carl Zeiss); — локального физико-химического анализа (рентгеноспектральный с электронным зондом микроанализатор Camebax, укомплектованный новейшим энергодисперсионным спек-

**Таблица 1.** Химический состав пирита современных гидротермальных систем (по данным рентгеноспектрального с электронным зондом анализа, вес. %)

	1	2	3	4	5	6	7
Fe	43,68	44,77	45,54	44,51	46,43	45,13	46,93
S	48,74	50,37	51,39	53,48	53,50	53,67	53,80
As	4,46	2,88	0,80	1,20	0,00	0,00	0,00
Hg	1,23	0,17	1,20	0,00	0,00	0,00	0,00
сумма	98,10	98,19	98,93	99,19	99,93	98,80	100,73

Примечание: 1, 2 — Двухъюрточная гидротермальная система; 3, 4 — Киреунская гидротермальная система; 5, 6, 7 — вулканы Авачинский, Мутновский, Горелый.



Рис. 1. Схема расположения объектов исследования.

трометром Oxford Instruments X-max 80); — аналитической сканирующей электронной микроскопии (SEM Vega Tescan) в лабораториях ИВиС ДВО РАН, ИТиГ ДВО РАН, ИЭМ РАН, университетов гг. Гамбург, Бохум (Германия); Саппоро, Токио, Акита (Япония); Аделаида (Австралия).

# Результаты исследований и их обсуждения

Изучение типоморфных особенностей пирита (морфология, состав, химическая неоднородность) современных гидротермальных систем показало, что пирит обнаруживает химическую неоднородность за счёт обогащения отдельных микрозон такими элементами как As, Mn, Au, Hg, Sb. Причём для пирита Двухъюрточной и Мутновской (в зонах вторичных изменений, связанных с геотрмальными резервуарами) современных гидротермальных систем характерны округлые, овальные формы, так называемые сферолоиды (рис. 2 *a*, б, табл. 1). Сферолоиды Двухъюрточной системы отличаются сложным внутренним строением. Среди наиболее распространённых элементов-примесей, обуславливающих неоднородное внутреннее строение, установлены аномальные концентрации мышьяка (который был также обнаружен и на Мутновской современной гидротермальной системе), ртути, сурьмы (рис. 3)[10].

Дисульфид железа фумарольных ассоциаций Мутновского, Горелого, Авачинского вулканов характеризуется примитивной микроструктурой и не содержит каких-либо элементов-примесей на уровне чувствительности микрозондового анализа  $(n \cdot 10^{-2} \%)$ . Это, в основном, кристаллы кубического габитуса, стехиометричные по своему химическому составу.

Пирит палеогидротермальных рудообразующих систем (эпитермальные месторождения) Камчатки отличается наибольшим разнообразием морфологии (габитуса), микроструктуры, химического состава (однородность и неоднородность), микровключений и минеральных ассоциаций (табл. 2 и 3).

Для пирита таких систем характерны кристаллы пентагондодекаэдрического габитуса, а также кубического и октаэдрического облика. Они образуют как единичные кристаллы, так и дендриты, линзы, гнёзда, прожилки (рис. 2 *в*, *г*, *д*, *ж*, *з*, *е*).

При изучении химической неоднородности основное внимание было уделено особенностям распределения элементов-примесей. В пиритах палеогидротермальных рудообразующих систем Камчатки выявлены следующие элементы-примеси: Mn, Cu, Pb, Bi, As, Se, Te, Sb. Пириты разных месторождений отличаются спектром и концентрациями этих элементов (табл. 3, 4, рис. 4).

Пирит Озерновского рудного поля образует гнёзда, просечки размерами от 100 до 300 микрон, представленные кристаллами преимущественно сложных форм (пентагоны, октаэдры, кубооктаэдры). Он встречается в ассоциации с самородным золотом, халькопиритом, теллуридами, блеклыми рудами,



**Рис. 2.** Формы выделения пирита современных и палеогидротермальных систем: а, б — Двухъюрточная система; в, г — Агинское, д, е — Мутновское, ж, з — Кумрочское эпитермальные месторождения. Условные обозначения: *py* — пирит, *au* — золото, *sp* — сфалерит, *gn* — галенит, *cp* — халькопирит. Фото в отраженном свете.
Таблил Разме кристал (микрон	ца 2. Типоморфные характ ер глов Габитус или облик н – кристаллов	еристики пирита эпитеј Формы выделения	эмальных месторожден Внутреннее строение	ий и рудопроявлений Элементы примеси (max, содержание в вес. %.)	й Ассоциации
μm) 1-30(	пентагоны, октаэдрический, кубооктаэдрический, кубический	свободные кристаллы, гнёзда, просечки, металлоколоидные, скелетные	неоднородное, зональное	Se (6,08), Te (3,73), Cu (1,23)	самородное золото, халькопирит, теллуриды, блеклые руды, рутил
1-500	кубический, пентагон- 0 додекаэдрический, призматический	. единичные кристаллы, гнёзда, скелетные,	однородное	редко As (0,23)	халькопирит, блекльне руды, золото, сфалерит, галенит, сульфосоли, самородное золото
2-50	кубический	свободные кристаллы	редко зональные по Сu	Cu (1,6)	самородное золото, халькопирит, редкие срастания с теллуридами и сульфидами
1-20(	0 кубический, пентагон- додекаэдрический	свободные кристаллы, линзы, гнёзда, прожилки	неоднородное, зональное	As (6,79)	самородное золото, сфалерит, халькопирит
50-10(	кубический, призматический, пентагондодекаэдри- ческий	гнёзда, единичные кристаллы	неоднородное, зональное	As (1,78)	самородное золото, магнетит, стибиопирсеил аргентит
20-50	кубический, призматический, пентагондодекаэдри- ческий,	линзы, гнёзда, прожилки, дендритовидные, перистые	неоднородное, зональное	As (4,42), Mn (1,93)	сфалерит, галенит, халькопирит, блеклые руды
50-50	пентагондодекаэдри- ческий, кубический, призматический	гнёзда, дендритовидные, металлоколоидные, фрамбоидальные	неоднородное, зональное	As (4,57)	самородное золото, сфалерит, галенит, халькопирит, блеклые руды, сульфосоли серебр
10 - 50	кубический, пентагон- 00 додекаэдрический, призматический	отдельные кристаллы, единичные гнёзда, фрамбоидальные	неоднородное, зональное	As (4,31), Sb (2,62), Bi (0,21), Pb (3,88)	халькопирит, сфалерит, ковеллин, галенит

В. М. Округин, Д. А. Яблокова, Е. Д. Андреева и др.

Таблица 3. Химический состав пирита палеогидротермальных систем (по данным рентгеноспектрального микроанализа, вес. %).

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Fe	43,43	45,85	44,78	45,98	47,37	46,67	46,26	44,71	48,30	46,77
S	50,37	52,38	52,10	51,11	51,69	50,08	52,07	$49,\!59$	50,63	49,86
As	6,79	2,28	1,78	1,75	1,21	2,72	1,26	4,57	1,10	1,93
сумма	100,59	100,51	98,66	98,84	100,27	99,47	99,59	98,87	100,03	98,56

Примечание: 1, 2 — месторождение Кумроч; 3, 4 — Родниковое месторождение; 5, 6 — Мутновское месторождение; 7, 8 — Асачинское месторождение; 9, 10 — Вилючинское рудопроявление



**Рис. 3.** Неоднородное зональное строение сферолоидов пирита современной гидротермальной системы Двухъюрточная: а — светлые зоны — максимальные концентрации мышьяка, б — фрагмент «а»; в — общий вид, г — фрагмент «в», светло-серые микрозоны тах. мышьяка, белые — тах. ртути. Фото в обратно рассеянных электронах.

**Рис. 4.** Особенности внутреннего строения пирита эпитермальных месторождений, обусловленные неоднородным распределением элементов-примесей (белые микрозоны): а, б — мышьяк (Асачинское месторождение), в, г — селен, теллур (Озерновское месторождение).

рутилом. По химическому составу пирит неоднороден за счет обогащения отдельных микрозон Se и Te, концентрации которых достигают 5–6 и 3–4 вес. %, соответственно (рис. 4*в*, *г*). Теллур присутствует также в виде микровключений.

В рудах Агинского месторождения пирит представлен кристаллами кубического, пентагон-додеказдрического габитуса, образующими срастания до 100 микрон и более. Очень часто зёрна пирита катаклазированы и содержат включения позднего золота. Связанное самородное золото отличается разнообразием форм при очень мелких размерах (от 1 - 2 до 20 микрон, рис. 2 *в*, *г*). По химическому составу пирит стехиометричен, редко встречается химическая неоднородность, обусловленная неравномерным распределением меди. Скорее всего, это связано тесной ассоциацией с халькопиритом и другими минералами меди.

Мышьяк — наиболее типичный для золоторудных эпитермальных месторождений элемент-примесь. Например, в пиритах золото-серебряного месторождения Кумроч концентрации мышьяка достигают 6,79 вес. %. Пирит данного месторождения образует линзы, гнёзда размерами от 50 до 200 микрон, представленные кристаллами кубического, пентагондодекаэдрического габитуса. Для него характерны включения и срастания с самородным золотом, сфалеритом и халькопиритом (рис. 2*ж*, 3).

Для руд Родникового месторождения содержание сульфидов, в том числе и пирита, редко превышает 5–25%. Обычно, он образует вкрапленность в зонах экзоконтактов жильных тел. В рудах количество пирита резко уменьшается. Размеры единичных зёрен и агрегатов варьируют в широких пределах от 10 микрон до 0,5–1 см. Пирит имеет неоднородное строение, выраженное наличием микрозон, обогащённых мышьяком.

В рудах Мутновского золото-серебро-полиметаллического месторождения пирит один из основных рудных минералов. Он представлен единичными кристаллами кубического, реже пентагондодекаэдрического габитуса. Формы выделения его разнообразны от крупных массивных агрегатов до дендритов. Изучение дендритовидных форм выделения с помощью локального физико-химического анализа позволило обнаружить неоднородное строение пирита за счёт такого элемента-примеси как мышьяк (до 4,51 вес. %). Наблюдается мозаично-субблоковое строение, обусловленное обогащением не только мышьяком, но и марганецем.

Пирит Асачинского золото-серебряного месторождения имеет определённые сходства с пиритом Мутновского месторождения, а именно: дендритовидные формы выделения (рис. 4б); неоднородное химическое строение, обусловленное наличием мышьяка (рис. 4*a*).

Таким образом, типоморфные особенности пирита: — индикатор среды минерало-рудообразования; — необходимый элемент детальной геолого-генетической классификации; — выявления 10. скрытой минералого-геохимической зональности. Знание этих особенностей может быть использовано для оценки степени эродированности рудных тел и перспективности рудных объектов Северо-Западной части зоны перехода континент — океан. 11.

Работа выполнена при финансовой поддержки Минобрнауки России (программа стратегического развития ФГБОУ ВПО «Камчатский государственный университет имени Витуса Беринга» на 2012–2016 гг.) и проекта ДВО РАН (№ 14-Ш-08-053, 14-Ш-В-08-192).

### Список литературы

- Андреева Е. Д., Округин В. М., Матсуеда Х., Оно Ш., Такахаши Р. Особенности формирования рудных тел Агинского месторождения, Центральная Камчатка // Материалы XXI Международной конференции, посвящённой 100-летию со дня рождения академика Смирнова В. И. «Фундаментальные проблемы геологии месторождения и металлогении». Москва, 2010. С. 15–17.
- Бородав Б.С., Мозгова Н.Н. Об изоморфном замещении серы в пирите мышьяком и сурьмой // Минералы и парагенезисы минералов гидротермальных месторождений. Л.: Наука. 1974. С. 3–13.

- Дир У.А., Хаун Р.А., Зусман Дж. Пирит. Породообразующие минералы. М: Мир. 1966. Том. 5. С. 148–165.
- Князев Г. И., Куделя В.К. Полупроводниковые свойства галенитов и пиритов как критерий условий рудообразования. Изд-во «Наука думка». Киев. 1969. 115 с.
- Коробейников А.Ф., Нарсеев В.А., Пшеничкин А.Я., Ревякин П.С., Арифулов Ч.Х. Пириты золоторудных месторождений (свойства, зональность, практическое применение). ЦНИГРИ. М. 1993. 213 с.
- Моисеева М. И., Михайлова Ю.В. Пирит. В кн «Минералы Узбекистана», т. І, Ташкент, 1975.
- Озерова Н. А., Бородаев Ю.С., Кирсанова Т. П., Дмитриева М.Т., Вяльсов Л. Н. Ртутьсодержащий пирит из Двухюрточных термальных источников на Камчатке // Геология рудных месторождений. 1970. Том. 12. № 1. С. 73–78.
- Округин В. М. Особенности эпитермального минералообразования в областях активного вулканизма // Современное минералообразование вулканических областей. Тезисы докладов выездной сессии Всесоюзного минералогического общества. П-К, 1989. С. 27–29.
- Округин В. М., Ананьев В. В., Полушин С. В., Самойлов Н. И., Соколов В. Н., Степанов И. И., Философова Т. М., Чубаров В. М., Шувалов Р. А. Некоторые особенности минералов сульфидной ассоциации кайнозойских вулканитов Камчатки // Современное минералообразование вулканических областей. Тезисы докладов выездной сессии Всесоюзного минералогического общества. П-К, 1989. С. 25–27.
- Округин В. М., Яблокова Д.А. Сравнительный анализ сульфидных сферолоидов золотоносных конгломератов Витватерсранда (ЮАР) и современных гидротермальных систем Камчатки // Вестник КРАУНЦ. № 2 (22), 2013. С. 196–204.
- Петренко И. Д. Золото-серебряная формация Камчатки. ВСЕГЕИ, 1999. С. 116.
- Прохоров В.Г. Пирит (к геохимии, минералогии, экономике и промышленному использованию) // Тр. СНИ-ИГГИМС. Вып. 102. Красноярск. 1970. С. 188.
- Сахарова М.С. Типоморфные особенности состава пирита золото-сульфидных месторождений. «Новые данные о минералах СССР». Труды минер. музея им. Ферсмана А.Е., вып. 18, 1968.
- Типоморфизм кварца, пирита и золота золоторудных месторождений Узбекистана. Коллектив. Ташкент, Изд-во «Фан» УзССР, 1981. — 144 с.
- Okrugin V. M., Okrugin A. M., Polushin S. V., Chubarov V. M. Sulphides of contemporary land and submarine hydrothermal systems of Kamchatka // Mineralogical magazine. Vol. 58 A. 1994.
- Okrugin V. M., Zelensky M. E. Miocene to quaternary center of volcanic, hydrothermal and ore forming activity in the Southern Kamchatka // Metallogeny of the Pacific Nothwest, 2004. Vl-k, P. 147–174.



УДК 553.3/.4:553.2

В. М. Округин<sup>1,2</sup>, А. У. Ким<sup>2</sup>, С. В. Москалёва<sup>1,2</sup>, А. М. Округина<sup>1</sup>, В. М. Чубаров<sup>1</sup>, Д. Ф. Агаськин<sup>1,2</sup>

> <sup>1</sup> Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, г. Петропавловск-Камчатский e-mail: okrugin@kscnet.ru

<sup>2</sup> Камчатский государственный университет имени Витуса Беринга, Петропавловск-Камчатский

# О рудах Асачинского золото-серебряного месторождения (Южная Камчатка)

Асачинское месторождение, открытое в 1973 г., принадлежит к числу наиболее крупных и сравнительно хорошо изученных золото-серебряных объектов Камчатского края [1, 5, 6, 9]. В октябре 2011 г. оно введено в эксплуатацию и Асачинский ГОК стал вторым горнорудным предприятием Камчатки, разрабатывающим коренное жильное «рудное золото». Это типичное вулканогенное эпитермальное, жильное низко-сульфидное (кварц-серицит-адуляровый LS тип по европейской классификации [12]). Оно отнесено И. Д. Петренко к золото-серебряной формации Камчатки [9]. Месторождение отличается слабой степенью эродированности, представлено серией сближенных крутопадающих меридиональных жильных зон мощностью первые метры и протяжённостью до километра и более. Оно приобрело свой окончательный облик во временном интервале 4,1-1,2 Ма. Отличительная особенность руд месторождения высокие содержания селена (до 2500 г/т) при многообразии форм его нахождения: от собственных минералов до примеси, практически, во всех рудных фазах. Самородное золото ассоциирует с селенидами, сульфосолями серебра, сульфидами, обладает мелкими размерами, разнообразием форм, сложным неоднородным строением по структуре (преимущественно дендритовидным) и составу (вариации пробности 475–890). Среди экзотических минералов диагностированы ютенбогардтит (Ag $_3$ AuS $_2$ ), аргиродит (Ag $_8$ GeS $_6$ ), галогениды серебра (AgBr, AgBrCl, AgCl, AgI), сложные оксиды, содержащие золото, серебро, серу, железо, свинец.

# Введение

Асачинское вулканогенное эпитермальное жильное кварц-адулярового типа (LS — низко-сульфидное) месторождение, принадлежит к числу наиболее крупных и сравнительно хорошо изученных золото-серебряных объектов Камчатского края [3, 6, 9, 12]. Оно находится в 160 км к югу от краевого центра г. Петропавловск-Камчатский (рис. 1). В ноябре 2011 г. на его базе в эксплуатацию введен Асачинский ГОК — второе действующее предприятие горнорудной промышленности Камчатки, ресурсная основа которого — жильное коренное вулканогенное золото-серебряное месторождение (рис. 2.) [3].

В геолого-структурном отношении месторождение приурочено к эрозионно-тектонической кальдере площадью около 20 км<sup>2</sup>, которая располагается в центральной части Асачинской вулкано-тектонической структуры (ВТС) с диаметром около 28 км. В геологическом строении месторождения участвуют вулканиты, отнесенные к трем структурным ярусам: 1. Дорудный (фундамент) — олигоцен-миоценовая андезитовая формация; 2. Синрудный базальт-андезит-риолитовая формация; 3. Пострудный — верхнеплейстоцен-голоценовая базальт-андезитовая формация. Месторождение состоит из серии сближенных крутопадающих меридиональных жильных зон мощностью первые метры и протяжённостью до километра и более. Возраст месторождения 4,1–1,2 Ма. Оно относится к числу полихронных и полигенных рудных объектов [4, 8, 11].

Текстуры руд месторождения характеризуются большим разнообразием. На верхних горизонтах наибольшим распространением пользуются колломорфные, колломорфно-полосчатые, полосчатые, кокардовые, прожилковые, сетчатые, прожилково-сетчатые и гнездовые текстуры, обусловленные теми или иными соотношениями кварца, адуляра, карбоната и рудных минералов [1, 2, 6, 8, 10, 11]. С глубиной (по падению рудных тел) увеличивается доля брекчиевых и брекчиевидных текстур, их комбинаций с прожилковыми, полосчатыми и колломорфными, которые постепенно начинают доминировать. Эти факты свидетельствуют о длительном и сложном процессе гидротермального рудообразования при котором свободное жильное выполнение (преимущественное развитие) сменялось метасоматическим замещением или эти процессы развивались параллельно независимо друг от друга. Они сопровождались периодически процессами вскипания и брекчирования (рис. 3). [2]

Минеральный состав руд месторождения отличается рядом специфических особенностей. В первую



Рис. 1. Схема расположения Асачинского месторождения.



Рис. 2. Панорама Асачинского месторождения.

очередь — это широкое развитие селенидов серебра, сульфосолей серебра, а также наличие таких минералов, как галогениды серебра, сложные оксиды железа с Au, Ag, Te, Pb, Bi, S (табл. 1) [10, 11].

Авторами выполнены комплексные ревизионные исследования минерального и химического составов руд, химизма важнейших рудных и жильных минералов, а также «проблемных» фаз с помощью рентгеноспектрального с электронным зондом микроанализа (аналитическая система Camebax, укомплектованная новейшим энергодисперсионным спектрометром Oxford Instruments X-max 80), ICP, AAS



**Рис. 3.** Текстуры руд: *а* — колломорфно-полосчатая (светлые полосы — кварц-адуляровый агрегат, тёмные — золотоносные обособления — гингуро); *b* — колломорфно-полосчатая с элементами фестончатой и гнездовой: тёмно-коричневое — агрегаты самородного золота, селенидов и сульфосолей.



**Рис. 4.** Аналитическая система Camebax, укомплектованная новейшим энергодисперсионным спектрометром Oxford Instruments X-max 80.

в сочетании с методами классической минералогии и минераграфии (рис. 4). Для этих целей использовались коллекции образцов из канав, траншей, керна буровых скважин поверхностных горных выработок для изучения текстурно-структурных особенностей руд. А так же были выделены микрокерны, позволявшие изучить макроструктуру и микроморфологию золотин, выделенных при разложении кварц-адуляровой матрицы плавиковой кислотой. Они в дальнейшем с помощью сканирующей электронной микроскопии.

Показано, что неоднородное по своему химическому составу самородное золото (Au 24–80%) пользуется преобладающим распространением по сравнению с однородным. Золото свободное не уступает в своём развитии золоту связанному. Связанное золото участвует в формировании трёх минеральных ассоциаций: — золото-селенид-сульфосолевой; золото-сульфидной; — золото-оксидной (рис. 6).

Минералы, их распро- странён- ность	Гипогенные рудные	Гипогенные нерудные	Гипергенные
Главные	самородное золото: высокопробное (750-890), электрум (185-750) As-пирит FeS <sub>2</sub> (до 4,72%) науманит Ag <sub>2</sub> Se	кварц SiO <sub>2</sub> адуляр KAlSi <sub>3</sub> O <sub>8</sub> (Ва до 3,75%)	оксиды и гидрооксиды железа
Второстепенные	халькопирит CuFeS <sub>2</sub> Se-аргентит Ag <sub>2</sub> S (4–5%) сфалерит ZnS (Cd до 1,25%) агвиларит Ag <sub>4</sub> SeS	$\begin{array}{c} cepuiut\\ KAl_2(AlSi_3O_{10})(OH)_2\\ xлорит\\ (Mg,Fe)_6(Al,Fe)_2Si_4O_{10}(OH)_8\\ кальцит CaCO_3\\ каолинит Al_2Si_2O_5(OH)_4\\ монтмориллонит\\ (Ca, Na,)\\ (Mg,Al,Fe)_2[(Si,Al)_4O_{10}]\\ (OH)_2 \cdot nH_2O\\ морденит\\ NaAlSi_5O_{12} \cdot nH_2O\\ \end{array}$	оксиды и гидрооксиды марганца
Редкие	ютенбогардтит $Ag_3AuS_2$ Se-стибиопирсеит-арсенополибазит $(Ag, Cu)_{16}(As, Sb)_2S_{11}$ Se-галенит PbS $(4-5\%)$ гессит $Ag_2$ Te петцит $Ag_3AuTe_2$ аргиродит $Ag_8GeS_6$ тенантит $Cu_{10}Fe_2As_4S_{13}$ фрейбергит $Ag_{10}Zn_2Sb_4S_{13}$ пираргирит $Ag_3SbS_3$ клаусталит PbSe стефанит $Ag_5SbS_4$ колорадоит HgTe арсенопирит FeAsS Ag-тетраэдрит (Cu, Fe)_{12}Sb_4S_{13} петровскаит AuAg(S, Se)? кюстелит $Ag_3AuSe_2$ энаргит Cu_3AsS4	эпидот Ca <sub>2</sub> FeAl <sub>2</sub> Si <sub>2</sub> O <sub>12</sub> OH сфен CaTiSiO <sub>5</sub> рутил TiO <sub>2</sub> апатит Ca <sub>5</sub> (PO <sub>4</sub> ) <sub>3</sub> (F, Cl)	эмболит AgBrCl бромаргирит AgBr хлораргирит AgCl сложные оксиды железа с Au, Ag, Te, Pb, Bi, S, As ковеллин CuS халькозин Cu2S малахит CuCO <sub>3</sub> · Cu(OH) <sub>2</sub> азурит Cu <sub>3</sub> (CO <sub>3</sub> ) <sub>2</sub> (OH) <sub>2</sub>

Таблица 1. Минеральный состав руд Асачинского месторождения.

Золото-сульфидная минеральная ассоциация выделена при изучении керна поисково-разведочных скважинах на глубинах 150-170 м. Главный минерал этой ассоциации - халькопирит, в резко подчинённых количествах — As-содержащий пирит, Se-содержащий галенит. Среди нерудных кварц занимает первое место. Золото-селенид-сульфосолевая ассоциация обладает наиболее широким спектром минералов, включая такие экзотические фазы как ютенбогардтит, Se-содержащий стибиопирсеит-арсенополибазит (рис. 5). Рудные тела, в строении которых преимущественным распространением пользуются минералы этой ассоциации, характеризуются самыми высокими содержаниями золота, серебра, селена, а так же таких щелочных металлов, как калий, литий, рубидий и цезий. В отдельных случаях концентрации калия достигают 7-9%. Адуляр — главная минеральная форма калия.

В этой минеральной ассоциации адуляр представлен двумя разновидностями: однородный (без признаков зональности) и неоднородный. Неоднородность обусловлена локальным концентрированием бария (максимальные концентрации 4–5%), образующим отдельные зоны внутри идиоморфных, как правило, кристаллов (рис. 7). С глубиной количество адуляра значительно уменьшается вплоть до исчезновения. Жильная зона №19 отличается от главной (№1) примитивным минеральным составом и отсутствием адуляра. Главные запасы золота на данный момент сосредоточены в жильной зоне №1, сложенной минералами всех трёх ассоциаций.

Детально изучены формы нахождения (собственные минералы или в виде примеси) в рудах следующих химических элементов: золото (электрум, высокопробное золото, ютенбогардтит, петцит, сложные кислородные соединения с Fe, S, Pb, Bi); серебро



**Рис. 5.** Особенности взаимоотношения рудных и жильных минералов: *a* — срастание неоднородного зонального золота (1–8), Se-агвиларита (9,10) и Se-стибиопирсеит-арсенполибазита (11) в кварц-адуляровом агрегате; *b* — сложные оксидные каймы с Te, Pb, S, Cu, (1, 3) и Te, Pb, S, Cu, Ag, As, (2, 4, 5) в кварц-адуляровом агрегате. Фото в обратно рассеянных электронах.



**Рис. 6.** *а-b* — Формы выделения и особенности взаимоотношения самородного золота с селенидами и сульфосолями серебра в кварц-адуляровом агрегате (Au — золото, Q — кварц, Cp — халькопирит, Py — пирит, Hg — гессит). Микрофото в отражённом свете.

(аргентит, гессит, науманит, агвиларит, блеклые руды, электрум, ютенбогардтит, Se-содержащий стибиопирсеит-арсенополибазит, прустит, петцит, кюстелит, самородное серебро, галогениды — эмболит, бромаргирит, соединение типа AgI, сложные кислородные соединения с железом, серой, свинцом); селен (науманит, агвиларит, Se-содержащий галенит); теллур (петцит, гессит, блеклые руды); мышьяк (блеклые руды, стибиопирсеит-арсенополибазит, Asсодержащий пирит).

Работа выполнена при финансовой поддержке Программы стратегического развития ФГБОУ ВПО «Камчатский государственный университет имени Витуса Беринга» на 2012–2016 гг.

# Список литературы

 Андреева Е. Д., Ким А. У. «О цеолитах некоторых эпитермальных золото-серебряных месторождений Камчатки». VI региональная молодежная научная конференция. Исследования в области наук о Земле (география, геология, геофизика, геоэкология, вулканология). П-К, 26–27 ноября 2008 г.



Рис. 7. Неоднородное строение адуляра, обусловленное неравномерным распределением бария (светлые полосы с Ва до 5%)

- 2. Ким А.У. Текстурные и структурные особенности строения руд Асачинского месторождения (Южная Камчатка) // Материалы российской конференции студентов, аспирантов и молодых учёных, посвящённой «Году Планеты Земля». Москва, 6-7 апреля 2009 г. Том. 3 Геология и геохимия твёрдых полезных ископаемых. Экологическая экология. Общие вопросы геофизики. Москва: МГУ, 2009. С. 20-24.
- ГОК // Горный вестник Камчатки, выпуск№ 2(8) 2009 г. С. 29-32.
- 4. Округин В. М. О возрасте и генезисе эпитермальных месторождений зоны перехода контенент-океан (се- 11. веро-западная Пацифика)// Современный вулканизм и связанные с ним процессы, материалы юбилейной сессии Камчатского научного центра ДВО РАН, посвящённой 40-летию Института вулканологии. П-К, 12. 2004 г., С. 106-108.
- 5. Округин В. М., Лоншаков Е.А., Евсеев Г. Н., Игнатов А.П., Коваль С.С., Матюшонок Н.Н., Чубаров В. М. Некоторые особенности самородного золота рудных объектов // Геологическое строение и полезные ископаемые Камчатки. Петропавловск-Камчатский, 1983 г., С. 132-136
- 6. Округин В. М., Ким А. У., Андреева Е. Д. Самородное золото Асачинского месторождения // Горный вестник Камчатки. — 2010. — C. 75-83.
- 7. Петренко И. Д. Золото серебряная формация Камчатки. Петропавловск-Камчатский. Из-во Санкт-Пе-

тербургской картографической фабрики ВСЕГЕИ, 1999. 115 c. (C.44)

- 8. Федореев В.Н. Об истории обнаружения Асачинского золоторудного месторождения // Горный вестник Камчатки, выпуск№ 3(9) 2009 г. С. 83-87.
- 9. Liessmann W., Okrugin V. Zur Lagerstattenkunde der Halbinsel Kamtschatka/Rubland/ Erzmetall, 47 (1994), N. 6/7. P. 376-393
- 3. Никитин М.И. О ходе строительства Асачинского 10. Hedenquist J. W., Izawa E., A. Arribas, White N.C. Epithermal gold deposits: Styles, characteristics and exploration. Resource Geology Special Publication N.l, 1996
  - Takahashi R., Matsueda H., Okrugin V. and Ono S. Epithermal Gold-Silver Mineralization of Asachinskoe Deposit in South Kamchatka // Russia. Resource Geology № 4. P. 354–372.
  - Takahashi R., Muller A., Matsueda H., Okrugin V., Ono S., Alfons van den Kerhof, Kronz A. and Andreeva E. Cathodoluminescence and Trace Elements in Quartz: Clues to Metal Precipitation Mechanisms at the Asachinskoe Gold Deposit in Kamchatka // Proceedings of International Symposium «The Origin and Evolution of Natural Diversity».Sapporo,2007. P. 175-184.
  - White N. C., Leake M. J., McCaughey S. N., 13. Parris B. W. Epithermal gold deposits of the southwest Pacific // Journal of geochemical exploration 54 (1995) 87-136.



УДК 553.3/.4:553.2

В. М. Округин<sup>1</sup>, Е. Д. Андреева<sup>1,2</sup>, Д. А. Яблокова<sup>1</sup>, А. М. Округина<sup>1</sup>, В. М. Чубаров<sup>1</sup>, В. В. Ананьев<sup>1</sup>

<sup>1</sup> Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, г. Петропавловск-Камчатский е-mail: okrugin@kscnet.ru <sup>2</sup> Камчатский государственный университет имени Витуса Беринга, Петропавловск-Камчатский, 683 032

Новые данные о рудах Агинского золото-теллуридного месторождения (Центральная Камчатка)

Агинское близповерхностное вулканогенное гидротермальное золоторудное месторождение первенец горнорудной промышленности Камчатки. Это первое коренное жильное месторождение «рудного» золота, на базе которого успешно работает уже почти девять лет Агинский ГОК. Наличие многочисленных эксплуатационных подземных горных выработок позволило получить новую информацию о его геологическом строении, химическом и минеральном составе руд, особенностях их генезиса. Показано что кроме золота и серебра в составе руд большую роль играют медь и теллур. Одна из особенностей месторождения наличие широко развитой зоны гипергенеза, в которой происходит образование разнообразных кислородных соединений теллура, свинца, ванадия, железа, марганца, золота, серебра, меди и цинка при локальном концентрировании переотложенного вторичного высокопробного самородного золота. Процессы рудообразования сопровождались вскипанием и дроблением с образованием разнообразнейших комбинаций брекчиевых текстур с крустификационно-полосчатыми и кокардовыми. Предлагается отнести Агинское месторождение к редкому типу золото-теллуридных полихронных и полигенных вулканогенных гидротермальных месторождений. Ключевые слова: полихронность, скарнообразование, сульфиды, балякинит, плюмботеллурит, куранахит.

### Введение

Вулканогенные близповерхностные золоторудные месторождения относятся к числу главных источников золота и серебра Камчатского края. Типичные образования островодужных систем Тихого океана — они располагаются по периферии кальдер полигенных вулканоструктур в мел-четвертичных вулканических поясах зоны перехода континент-океан [1, 3, 6, 9].

Наибольшей концентрации они достигают в Центрально-Камчатском вулканическом поясе, составляя основу одноименного горнорудного района, названного в своё время одним из известнейших геологов полуострова А. И. Байковым «Золотым Сердцем Камчатки». В большинстве своём они относятся к типичным кайнозойским эпитермальным жильным малосульфидным (LS) золото-кварц-адуляровым месторождениям и отличаются большим разнообразием минерального состава, включая наличие редких экзотические фаз и соединений. [8, 9, 11].

Агинское месторождение — один из наиболее характерных представителей этой группы рудных объектов — составляет основу Абдрахимовского рудного поля. Оно введено в эксплуатацию в 2005 г., детально разведано с помощью подземных горных выработок и открыло большие возможности для детального изучения его геологической структуры, вертикального размаха оруденения, морфологии рудных тел, их зонального строения, минералого-геохимических особенностей, оценки глубины эрозионного среза, продолжительности процессов продуктивного минералообразования и последующего преобразования. Только в 2012 г. из его недр было извлечено более 150 000 т руды, из которой получено 1,408 кг золота. Месторождение отличается уникальным сочетанием текстур, структур и вещественного состава руд. В мире трудно найти рудные объекты, которые бы могли конкурировать с Агинским месторождением богатством текстурного рисунка, минеральных ассоциаций, разнообразия редких минералов и соединений, количество которых постоянно увеличивается [3, 13, 16].

Это сложный полигенный рудный объект, отнесение которого к типу классических жильных эпитермальных малосульфидных месторождений достаточно условно. Кроме золота и серебра в составе руд большую роль играют теллур и медь. Месторождение следует рассматривать в качестве одного из представителей редкого золото-медно-теллуридного минерального типа гидротермальных вулканогенных месторождений. К этому типу могут быть отнесены некоторые месторождения Фиджи, Филиппин, Папуа-Новой Гвинеи [13, 16].

Для Агинского месторождения характерны сложные по своему составу и продолжительности развития зоны окисления и цементации, которые сыграли ного облика руд. [10, 11, 13].

### Геология месторождения

Агинское месторождение вместе с рудопроявлениями Южно-Агинское, Вьюн и Найчан образуют Абдрахимовское рудное поле, располагающееся в пределах кальдеры одноименного миоценового палеовулкана в Центрально-Камчатском вулканоплутоническом наземном андезитовом поясе [8, 9]. Крутопадающие на СВ минерализованные трещины Агинского месторождения локализованы на северо-восточном склоне кальдеры (рис. 1). В геологическом строении района месторождения принимают участие вулканиты алнейской серии, преимущественно, основного и среднего составов - базальты, андезиты, их туфы, а также многочисленные дайки и субвулканические образования габбро-диоритов, дацитов и андезидацитов. В центральной части кальдеры обнажается интрузив габбро-диоритов (раскристаллизованный периферический очаг миоценового палеовулкана) с которым предполагается не только пространственная, но генетическая связь продуктивной золото-теллуридной минерализации. Возраст рудовмещающих пород и субвулканических габбро-диоритов по данным K-Ar метода составляет 7,71  $\pm$  0,24  $\div$  7,64  $\pm$  0,31 и 7,40  $\pm$  0,20 млн лет, соответственно [8, 9]. Вмещающие породы подвержены в разной околорудным гидротермальным изменениям типичным для вулканогенных жильных месторождений кварц-адуляр-серицитового типа: от обычной площадной пропилитизации, пиритизации до окварцевания, хлоритизации и серицитизации.

Месторождение отличается сложными горно-техническими условиями. Район, в котором оно располагается, отличается особым аномально напряженным состоянием горных пород. Контакты рудных тел «подорваны», осложнены обводнёнными зонами дробления, в которых нередко присутствуют зеркала скольжения. Практически, невозможно найти нормальные без тектонических нарушений контакты руд и вмещающих пород. А сами руды представляют собою катаклазированную кварц-адуляровую с большим количеством глинистых минералов массу. Вдоль таких тектонических контактов рудных тел с эффузивно-пирокластическими образованиями циркулируют атмосферные воды, отлагаются вторичные минералы: смектит, каолинит, монтмориллонит, цеолиты, карбонаты, сульфиды или, иначе говоря, - формируются зоны окисления и вторичного обогащения.

Своеобразие месторождения заключается в том, что оно: - практически не эродировано. Верхние части рудной зоны Валери (абсолютная отметка 1425-1430м) представляют собой опаловидные кремнистые туфы (silica sinter or cap rock), которые обычно образуются за счёт осаждения из горячих или холодных минеральных источников); - характеризуется масштабными зонами окисления и цемен-

и играют важную роль в формировании современ- тации, которые приурочены к разновозрастным разрывным нарушениям, включая неотектонические дислокации.

> Это исключительно благоприятная среда для протекания процессов гипергенеза. Они прослеживаются на сотни метров как по простиранию так и по падению (до абсолютной отметки 1170-1120 м предельной глубины изученности месторождения). Видимый вертикальный размах оруденения 275–280 метров. И он практически весь стал ареной процессов гипергенеза. Оригинальный состав первичных руд (в первую очередь присутствие многочисленных теллуридов в ассоциации с самородным золотом и сульфидами) в сочетании со своеобразными физико-географическими условиями Севера и литолого-петрохимическими особенностями вмещающих пород (фрагменты полуразрушенных вулканов со своими фумарольными площадками и тд.) «запустили» своеобразный химический реактор, в котором происходит как переотложение золота так и синтез оригинальных минералов и соединений кислорода с теллуром, свинцом, медью, ванадием, цинком, железом цинком, медью.

# Золото-теллуридные руды

Жильные системы Агинского месторождения представляют собой, сходящийся книзу пучок золото-кварц-адуляровых жил, простирающихся на расстояние до 4500 м при мощности меняющейся от 5 до 30 м. Главные рудные зоны месторождения — Агинская и Сюрприз, образующие единую сопряженную систему сколовых нарушений, отличающихся наиболее богатой золото-серебро-теллуридной минерализацией, связанной, преимущественно, местами сочленения этих нарушений [1, 9]. Запасы золота составляют 30.9 т, при средних содержаниях золота — 38 г/т., теллура — 21,6 г/т, серебра — 17,3 г/т. Основными продуктивными рудными телами считаются: Агинское, Сюрприз, Малыш, Ноябрьская, Блуждающее. Отдельные участки этих круто падающих жил отличаются наличием бонанц — агрегатов благородных металлов, теллуридов, аргентита в кварц-адуляровой жильной массе с неравномерным до ураганного распределением концентраций золота (максимальное содержание — 6120 г/т). Ряд исследователей относит руды месторождения к классическим жильным эпитермальным золото-серебряным адуляр-серицит-кварцевым (LS) золото-серебро-теллуридного минерального типа [9]. К/Аг возраст жильного адуляра варьирует в пределах —  $7,10 \pm 0,2$ и  $6,93 \pm 0,2$  млн лет (позднемиоценовый). Однако аномально высокие концентрации теллура, наличие таких «нетипичных», или иначе «запрещённых» минеральных ассоциаций, как впервые выделенные нами золото-гранат-волластонитовая, золото-сульфидная и золото-халькозиновая, позволяют предположить более сложную природу формирования современного облика месторождения.





Руды отличаются исключительным разнообразием текстур и структур. В первую очередь это сочетание кристаллических и метаколлоидных, брекчиевых и кокардовых, крустификационно-полосчатых и фестончатых. Крустификационно-полосчатые текстуры преобладают в приконтактовых частях Агинской жильной зоны с вмещающими породами. Брекчиевые разности выполняют центральные части жильной зоны.

На основании анализа геолого-структурных взаимоотношений, текстурно-структурных особенностей, минеральных ассоциаций выделено до девяти стадий минералообразования, характеризующихся широкими вариациями физико-химических параметров (С-Р-Т-рН) гидротермальных минералообразующих раствора [11, 14]. Первая — дорудная, вторая — основная продуктивная, третья-восьмая отнесены к постпродуктивному. Они представлены продуктами гидротермального брекчирования, скарнирования и сульфидизации с последующим осаждением аметистоподобного кварца и карбонатов. Девятая стадия — гипергенная. Минеральные комплексы Главной или «Продуктивной» — стадии № II слагают руды с классическими ритмично-полосчатыми с элементами крустификации и брекчирования. Рудные минералы, в первую очередь самородное золото, концентрируются в гнездах криптокристаллического кварца, находящегося в тесном срастании с игольчатыми и ромбическими кристаллами адуляра и халцедоноподобным кварцем. В брекчиевых рудах вкрапленность рудных минералов присутствует в обломках кварца ранней генерации с крустификационно-полосчатой текстурой.

Те-содержащие минеральные комплексы близповерхностных месторождений подвергаются в наибольшей степени процессам преобразования в зонах выветривания и окисления [5, 8, 9, 10, 12]. На Агинском месторождении зона гипергенеза прослеживается по всему видимому вертикальному почти трёхсотметровому интервалу оруденения. Макроскопически окисленные руды отчётливо отличаются яркой насыщенной зеленоватой до тёмно-синей окраской интеметаллидов и кислородных соединений теллура с ванадием, свинцом, цинком, медью, марганцем, железом, образующих линзы, гнезда, прожилки в светлом молочно-белом до розоватого кварц-адуляровом жильном материале. Процессы гипергенеза сыграли особую роль в окончательном оформлении минерального состава руд.

# Минералогия руд

Главные рудные гипогенные минералы Агинского месторождения — самородное золото, калаверит, халькопирит, сфалерит, гессит, петцит и алтаит. Второстепенные — пирит, электрум, сильванит, аргентит, костовит, креннерит. Среди редких блеклые руды, стибиопирсеит-арсенполибазит, колорадоит, галенит, молибденит, пирротин, марказит, ютенбогардтит, самородный теллур, агвиларит, киноварь, антимонит, борнит, халькозин.

Главные жильные минералы — кварц, адуляр. Второстепенные — кальцит, серицит, Мg-хлорит, смектит. Редкие — гранаты (андрадит), волластонит, тальк, хлоритоподобный минерал, корренсит, ректорит, цеолиты (баррерит, эпостильбит) барит.

 текстуры преобладают в приконтактовых частях
Агинской жильной зоны с вмещающими породами.
Брекчиевые разности выполняют центральные части жильной зоны.
На основании анализа геолого-структурных взаимоотношений, текстурно-структурных особенностей, минеральных ассоциаций выделено до девяти стадий минералообразования, характеризующихся широкими вариациями физико-химических параметров (C-P-T-pH) гидротермальных минералообразования, третья-восьмая отнесены к постпродуктивному. Они представлены продуктами гидротермального брекчирования,

> Самородное золото с яркой жёлтой окраской присутствует в виде самостоятельных выделений в кварц-адуляровой жильной массе. Иногда накапливается в глинистом материале. Золотины характеризуются отчетливым кристаллическим строением с широко распространенными как правильными, так и неправильными морфологическими видами при небольшом участии гемиидиморфных индивидов. Самородное золото часто встречается в срастании с теллуридами Au, Ag, Pb, сульфидами или в виде включений в них. По данным микрозондового анализа (более 500 определений) самородное золото обладает крайне убогим химическим составом. В его составе установлены Аи и Аg. Золото характеризуется весьма низкими содержаниями серебра и постоянством химического состава как в пределах одно рудного тела, так и в пределах месторождения. Пробность золото меняется от 800-950. Золото с более высокими содержаниями серебра характерно для верхних горизонтов жильной зоны Агинская.

> Электрум довольно редко встречающийся минерал в рудах. Обычно он наблюдается в виде единичных включений в пирите жильной зоны Сюрприз.

> Золото-серебряные теллуриды типа калаверит, креннерит и сильванит подвержены процессам окисления и замещения вторичными минералами в зоне гипиргенеза. В современном минеральном облике руд диагностирован только калаверит в виде реликтов в полностью или частично изменённых гипогенных минералах. Встречены срастания калаверита с петцитом в тесной ассоциации с гипергенными минералами.

> Пирит в большом количестве отмечается в жильной зоне Сюрприз, в которой он образует своеобразные пиритовые кокарды вокруг обломков вмещающих пород в гидротермальных брекчиях или слагает сульфидные руды на нижних горизонтах жильной зоны.

> Халькопирит и сфалерит встречаются как единичные зёрна, так и срастания с теллуридами и са-

Минеральны	й состав ру	д Агинского	месторождения
------------	-------------	-------------	---------------

Минералы	Гипогенные		Гипергенные
распро- странён- ность	рудные	нерудные	
Главные	самородное золото Au калаверит AuTe <sub>2</sub> алтаит PbTe гессит Ag <sub>2</sub> Te халькопирит CuFeS <sub>2</sub>	кварц SiO <sub>2</sub> адуляр KAlSiO <sub>4</sub> кальцит CaCO <sub>3</sub> хлорит (Mg, Fe) <sub>3</sub> (SiAl) <sub>4</sub> O <sub>10</sub> (OH) <sub>2</sub> · (Mg, Fe)(OH) <sub>6</sub> серицит	самородное золото Au ****билибинскит (Au <sub>3</sub> Cu <sub>2</sub> PbTe <sub>2</sub> ) ***богдановит Au <sub>5</sub> (Cu, Fe) <sub>2</sub> (Te, Pb) <sub>2</sub> **** боксигидрат золота [AuO · Au(OH) <sub>2</sub> ] **** гидроокислы золота (Au, Ag, Cu)(OH) <sub>2</sub> **** оксигидротеллуриты (Au, Ag, Cu)TeO <sub>3</sub> (OH) <sub>2</sub> **** сложные оксителлуриты гидроокислы железа балякинит Cu[TeO <sub>3</sub> ] плюмботеллурит (ромб.) Pb[TeO <sub>3</sub> ] файрбанкит (трикл.) Pb[TeO <sub>3</sub> ] грэмит Cu[TeO <sub>3</sub> ] · H <sub>2</sub> O чолоалит CuPb[TeO <sub>3</sub> ] · H <sub>2</sub> O тейнеит Cu[TeO <sub>4</sub> ] · 2H <sub>2</sub> O ксокомекатлит Cu <sub>3</sub> [TeO <sub>4</sub> ](OH) <sub>4</sub> кхинит (ромб.) Cu <sub>3</sub> Pb[TeO <sub>4</sub> ](OH) <sub>6</sub> паракхинит (reкс.) Cu <sub>3</sub> Pb[TeO <sub>4</sub> ](OH) <sub>6</sub>
Второстепенные	электрум AuAg пирит $FeS_2$ аргентит $Ag_2S$ сфалерит ZnS (Cd до 15,8%) сильванит AgAuTe <sub>4</sub> костовит AuCuTe <sub>4</sub> креннерит (Au,Ag)Te <sub>2</sub> петцит Ag <sub>3</sub> AuTe <sub>2</sub> ** риккардит Cu <sub>7</sub> Te <sub>5</sub>	смектит корренсит пелитоморфное глинистое вещество гидрослюда эпидот Ca <sub>2</sub> Al <sub>2</sub> Fe(SiO <sub>4</sub> ) <sub>3</sub> O апатит Ca <sub>5</sub> [PO <sub>4</sub> ] <sub>3</sub> (F, Cl, OH) десмин Ca(Al <sub>2</sub> )Si <sub>6</sub> O <sub>16</sub> 6H <sub>2</sub> O	халькозин Cu₂S ****безсмертновит Au₄Cu(Te, Pb)
Редкие	галенит PbS ютенбогардтит $Ag_3AuS_2$ *теннантит $Cu_{10}Fe_2As_4S_{13}$ *борнит $Cu_5FeS_4$ аргентит $Ag_2S$ *молибденит $MoS_2$ *марказит $FeS_2$ *идаит $Cu_3FeS_4$ *фаматинит $Cu_3SbS_4$	ломонтит $Ca(Si_4Al_2)O_{12}4H_2O$ баррерит $Na_8(Si_{28}Al_8)O_{72}26H_2O$	ковеллин CuS малахит Cu <sub>2</sub> (CO <sub>3</sub> )(OH) <sub>2</sub> азурит Cu <sub>3</sub> (CO <sub>3</sub> ) <sub>2</sub> (OH) <sub>2</sub>

\* — Андрусенко и Щепотьев, 1974.

\*\* — Петренко, 1999.

\*\*\* - Спиридонов, 2010, 2011.

\*\*\*\* — Некрасов, 1991.

мородным золотом. Для сфалерита характерные низкие молярные значения FeS и высокие CdS.

Гипергенная минерализация представлена самородным золотом, сложными интерметаллическими соединениями с преобладанием золота, теллуритов, теллуратов и сложных оксидов Te, Au, Pb, Zn, Cu, Fe.

Самородное высокопробное золото — главный минерал зоны гипергенеза, развито повсеместно и тесно ассоциирует с первичным самородным зо-

лотом. Гипергенное самородное золото аккумулируется на продуктах распада первичных Au-содержащих теллуридов и встречается в виде тонких прожилков в каймах гидроокислов железа, окружающих халькопирит. Вторичное самородное золото образуется при окислении Au-содержащих теллуридов, в первую очередь калаверита, за счёт высвобождении золота и его перекристаллизации in situ. Теллур, благодаря своей высокой мобильности, может быть переотложен в форме теллурита или теллурида на значительном удалении от первичных минералов. Золото иммобильное и устойчиво к процессам окисления, Оно остаётся на месте с образованием тонкого вторичного золота.

Интерметаллические соединения золота в рудах Агинского месторождения представлены безсмертновитом (Au<sub>4</sub>Cu(Te, Pb)), богдановитом (Au<sub>5</sub>(Cu, Fe)<sub>3</sub> (Te, Pb)<sub>2</sub>) и билибинскитом (Au<sub>3</sub>Cu<sub>2</sub>PbTe<sub>2</sub>) [8, 9, 11]. Сходные оптические свойства, химический состав интерметаллических соединений, образующих часто тесные срастания при незначительных размерах, затрудняют их диагностику. Билибинскит преобладает в своём распространении над безсмертновитом и богдановитом. Чаще всего он встречается в виде пвседовморфоз по креннериту, сильваниту, костовиту, калавериту и алтаиту [8, 9]. По данным Э. М. Спиридонова в составе билибинскита отсутствует кислород. Нами в его составе обнаружено присутствие кислорода.

#### Газово-жидкие включения

Для оценки температур гидротермальных минералобразующих растворов, их вариаций в процессе становления рудных тел Агинского месторождения были применены методы термобарогеохимии. Подавляющая часть «рудного кварца» представлена опаловидными криптозернистыми агрегатами, в которых газово-жидкие включения или отсутствуют или их размеры соответствуют наноуровню. Поэтому были взяты его наиболее прозрачные разновидности только из поздних зарождений собственно рудной и аметистоподобный кварц пострудной стадий, слагающих такие рудные тела как Агинское, Блуждающее, Сюрприз и Малыш.

В массивных агрегатах золотоносного кварца с видимым самородным золотом, обособленных относительно крупных (до 1-3 мм) прозрачных кристаллах кварца гидротермальных брекчий обнаружено большое количество первичных, вторичных и псевдо-вторичных включений (по классификации Н. П. Ермакова и Э. Роддера [3, 4, 13].) Первичные включения весьма мелкие с типичной формой негативных кристаллов кварца. Они представлены, как правило, двухфазными разновидностями, в которых объём газовой фазы меняется от 15–30% до 90% и более. То есть от обычных газово-жидких до, практически, газовых. При этом они очень часто встречаются совместно. Существенно жидкие включения доминируют в своём распространении над теми, в которых количество газа меняется от 50 до 100%. Температуры гомогенизации первичных включений составили 230-280 °C для жильных зон Агинская и 190-300 °C — Сюрприз. Практически идентичные температуры зафиксированы для включений в пострудном аметистоподобном кварце -174–260  $^{\circ}\mathrm{C}$  [2]. Такое совпадение температур гомогенизации можно объяснить осцилляцией минералообразующих растворов. Солевой состав включений типичен для эпитермальных месторождений типа LS и составляет не более 0-2 мас. % экв. NaCl.

Методами рамановской спектроскопии в единичных включениях определены в ничтожно малых количествах углекислота и С-Н соединения в виде жидкой фазы. Большинство включений «пустые» и состоят только из воды.

### Выводы

Золото-серебро-теллуридная минерализация Агинского месторождения сформирована в девять стадий. Основная масса самородного золота, теллуридов и сульфидов накапливалась во Вторую стадию (№II). В истории формирования месторождения участвовали процессы скарнирования, концентрирования сульфидов и соединений меди. Последняя — Девятая стадия — гипергенная обусловило,фактически, повсеместное развитие вторичного высокопробного самородного золота, теллуритов, теллуратов, интерметаллических соединений и новых минеральных фаз. Благородная минерализация отлагалась в сравнительно короткий промежуток времени — 7,10-6,93 млн лет.

Самородное золото отличается высокой пробностью и гомогенностью своего химического состава. Единственный, сохранившийся гипогенный Au-содержащий теллурид в рудах, представлен калаверитом. Он отмечается в виде реликтов среди вторичных минералов зоны окисления.

Текстурно-структурные особенности руд, многообразие агрегатов кварца, наличие игольчатых и ромбивидных кристаллов адуляра, вариации газовой фазы флюидных включений и температуры их гомогенизации указывают на сложный многостадийный процесс формирования месторождения, который происходил в приповерхностных условиях на фоне повышенной тектонической активности, сопровождался вскипанием, гидротермальными взрывами, брекчированием, смешением горячих восходящих потоков с холодными метеорными водами с постепенным остыванием

Руды отлагались из растворов нейтральной щёлочности, низкой плотности с температурами 250-260 °C.

Работа выполнена при финансовой поддержке Программы стратегического развития ФГБОУ ВПО «Камчатский государственный университет имени Витуса Беринга» на 2012–2016 гг., грантов ДВО 14-III-B-08-192, ДВО 14-III-B-08-153.

# Список литературы

- Андрусенко Н.И., Щепотьев Ю. М. Температурный режим формирования и стадийность субвулканических золото-серебряных месторождений Центральной Камчатки // Геохимия. 1974. № 2. С. 179–186.
- Андреева Е. Д. О температурах образования жильных зон Агинского месторождения // Материалы XI региональной молодёжной научной конференции «Природная среда Камчатки». Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН, 2012. С. 5–16.
- Андреева Е. Д., Округин В. М. Золотая минерализация в островодужных системах Камчатки и Японии: возраст, источники и механизмы отложения // Ма-

териалы Всероссийской научной конференции "Рудообразующие процессы: от генетических концепций 43. С. 143–145. к прогнозу и открытию новых рудных провинций 11. Спиридонов Э. М. и месторождений, г. Москва, 2013, С. 67. (Те, Pb, Sb)<sub>5</sub> зоны це

- 4. Ермаков Н.П. Геохимические системы в минералах. М., 1972.
- 5. Мельников Ф. П., Прокофьев В. Ю., Шатагин Н. Н. Термобарогеохимия. М., 2008. 224 с.
- 6. *Некрасов И.Я.* Геохимия, минералогия и генезис золоторудных месторождений. М.: Наука, 1991. 304 с.
- Николаева Л. А., Гаврилов А.М., Некрасова А. Н., Яблокова С.В., Шатилова Л.В. Самородное золото рудных и россыпных месторождений России. М.:ЦНИГРИ, 2003. 184 с.
- Округин В. М. Новые данные о возрасте и генезисе эпитермальных месторождений зоны перехода континент-океан (Северо-западная Пацифика) // Материалы Всероссийского совещания, посвященного 90летию академика Шило Н. А.. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2003. С. 39–41.
- 9. Петренко И. Д. Золото-серебряная формация Камчатки. С-Петербург: ВСЕГЕИ, 1999. 116 с.
- Спиридонов Э. М. Железистый богдановит Au<sub>5</sub>CuFe<sub>2</sub>(Te, Pb)<sub>2</sub> из зоны цементации Агинского

месторождения // Новые данные о минералах. 2008. 43. С. 143–145.

- Спиридонов Э. М. Билибинскит (Au<sup>5-</sup><sub>6</sub>Cu<sub>3-2</sub>)<sub>8</sub> (Te, Pb, Sb)<sub>5</sub> зоны цементации золото-теллуридных месторождений Агинское (Камчатка) и Пионерское (Саяны) // Новые данные о минералах. 2011. 46. С. 162–164.
- 12. *Яхонтова Л.К., Зверев В. П.* Основы минералогии гипергенеза. Учебное пособие. Владивосток: Дальнаука, 2000. 331 с.
- Andreeva E. D., Matsueda H., Okrugin V. et al. Lowsulfidation epithermal Au<sup>-</sup> Ag<sup>-</sup> Te mineralization in Aginskoe deposit, Central Kamchatka, Russia // Resource Geology. 2013. 63. P. 337–349.
- 14. Bonev I. K., Petrunov R., Cool N. J. et al Kostovite and its argentian varieties: deposits and mineral associations // Geochemistry, mineralogy and petrology. 2005. 42. P. 1–22.
- Roedder E. B. Fluid inclusions // Mineralogical Society of America. Review in Mineralogy. 19846. 12. 644 p.
- Takahashi R., Matsueda H., Okrugin V. M. et al Oreforming ages and sulfur isotope study of hydrothermal deposits in Kamchatka, Russia. Resource Geology, 63 (1), P.210–223.