



МИНИСТЕРСТВО НАУКИ И ВЫСШЕГО ОБРАЗОВАНИЯ РФ
ФГБУН Институт вулканологии и сейсмологии
Дальневосточное отделение
РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК



ВОЛЫНЦОВСКИЕ ЧТЕНИЯ

**I Всероссийская конференция по петрологии и геохимии
зон перехода «океан-континент», посвященная памяти
Олега Назаровича Волынца**

Материалы конференции



Петропавловск-Камчатский
2018



МИНИСТЕРСТВО НАУКИ И ВЫСШЕГО ОБРАЗОВАНИЯ РФ
ФГБУН Институт вулканологии и сейсмологии
Дальневосточное отделение
РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК



ВОЛЫНЦОВСКИЕ ЧТЕНИЯ

**I Всероссийская конференция по петрологии и геохимии
зон перехода «океан-континент», посвященная памяти
Олега Назаровича Волынца**

25-27 сентября 2018 г.

Материалы конференции

**Петропавловск-Камчатский
2018**

УДК 551.21+552+550. 4

Научное издание

Материалы I Всероссийской конференции по петрологии и геохимии зон перехода «океан-континент» «Волынцовские чтения», посвященной памяти Олега Назаровича Волынца, 25-27 сентября 2018 г. – Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН, 2018. – 73 с.

ISBN 978-5-902424-25-3

В сборнике представлены материалы I Всероссийской конференции по петрологии и геохимии зон перехода «океан-континент» «Волынцовские чтения», посвященной памяти Олега Назаровича Волынца, проводимой Институтом вулканологии и сейсмологии ДВО РАН в 2018 г. Освещаются результаты петрологических и геохимических исследований современных и древних зон перехода «океан-континент».

Утверждено к печати
Ученым советом
Института вулканологии и сейсмологии ДВО РАН

Главный редактор:
академик РАН Е.И. Гордеев

Заместитель главного редактора:
А.И. Кожурин

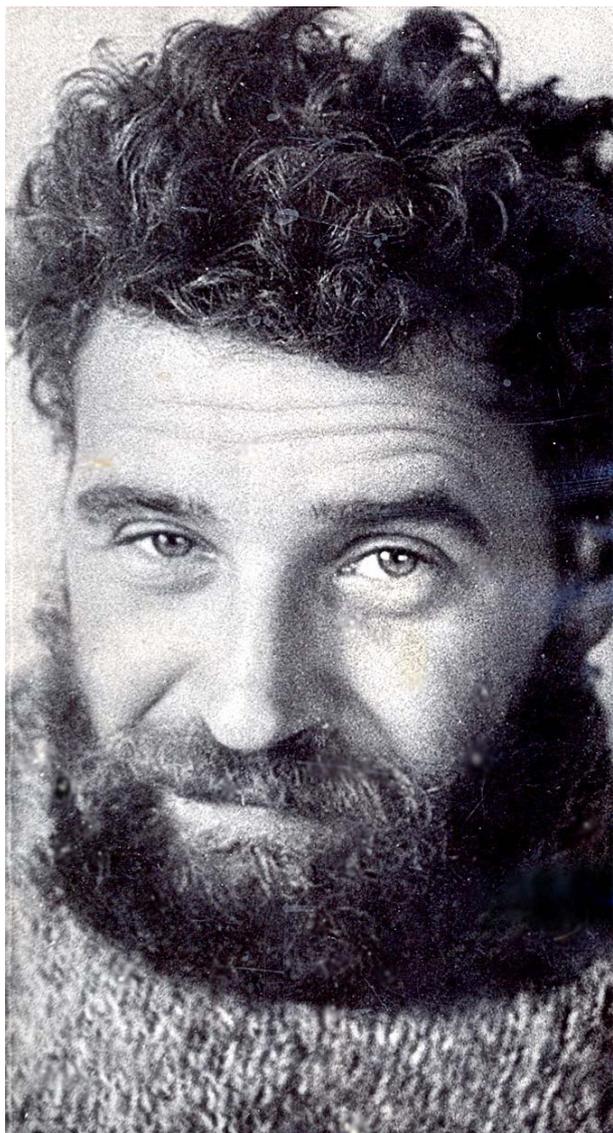
Ответственный секретарь:
А.О. Волынец

Редакционная коллегия:
А.Б. Перепелов, А.Ю. Озеров, Т.Ю. Самкова

На обложке:
Вулкан Ичинский, август 2015 г.
Фото: А.О. Волынец

ISBN 978-5-902424-25-3

© ИВиС ДВО РАН, 2018



ОЛЕГ НАЗАРОВИЧ ВОЛЫНЕЦ
25.03.1937 – 24.10.1998

Олег Назарович Волынец родился 25 февраля 1937 года в г. Иркутске. В 1959 г. после окончания геологического факультета Московского государственного университета им. М.В. Ломоносова приехал работать на Камчатку. Пройдя прекрасную геологическую и вулканологическую школу Б.И. Пийпа, В.И. Влодавца, Г.С. Горшкова, М.А. Фаворской, он становится ведущим отечественным специалистом в области вулканологии, петрологии, и геохимии вулканических процессов. В результате проведения многолетних наземных и морских экспедиционных работ О.Н. Волынец собрал, проанализировал и систематизировал громадный материал по петролого-геохимическим,

минералогическим и изотопным характеристикам практически всех наземных и подводных вулканов Курило-Камчатской островодужной системы и ряда подводных вулканов западной части Алеутской островной дуги. Этими работами он внес большой вклад в развитие теории вулканического процесса и прежде всего в теорию магмообразования и формирования петролого-геохимической специфики островодужных магм. Им выявлены четкие геохимические критерии выделения типичных вулканических пород островных дуг и впервые показано, что в пределах Камчатки наряду с типичными островодужными породами встречаются породы внутриплитного геохимического типа. Синтез этих данных привел О.Н. Волынца к разработке модели магмообразования в пределах зон субдукции с оценкой роли различных источников — метаморфизованного мантийного клина, флюидов и/или расплавов поддвигаемой океанической коры, контаминации континентальной корой и др. В 1967 г. О.Н. Волынец защитил кандидатскую, а в 1993 г. — докторскую диссертации. Им опубликовано более 200 статей и несколько монографий.

Научные заслуги О.Н. Волынца сделали его лидером в области вулканической петрологии. Его научные доклады всегда вызывали повышенный интерес и рождали полезные дискуссии. Олег Назарович отдал почти 40 лет жизни изучению вулканов Камчатки и Курил и воспитал целую плеяду молодых ученых-петрологов, которые продолжили его исследования.

24 октября 2017 года в Институте вулканологии и сейсмологии ДВО РАН состоялся первый мемориальный научный colloquium, посвященный 80-летию со дня рождения О.Н. Волынца. По результатам colloquium было принято единогласное решение об учреждении в Институте вулканологии и сейсмологии новой петролого-геохимической конференции «Волынцовские чтения». В рамках этого научного мероприятия предполагается обсуждение различных теоретических аспектов петрогенезиса Курило-Камчатской и других островных дуг: широтной и вдоль-дуговой зональности, распределения химических элементов в породах различных серий, вопросы типизации вулканических пород, изотопии, состава источников и характера процессов магмогенерации и т.д.

текст: ©Вулканология и сейсмология, 1999, № 1, с. 90

СОДЕРЖАНИЕ

Секция I.

Геохимическая типизация, петрология, вопросы генезиса кайнозойских вулканических пород Курило-Камчатской островодужной системы

Волынец А. О., Костицын Ю.А., Певзнер М.М., Гольцман Ю.В., Перепелов А.Б. Изотопный состав Sr и Nd в миоцен-четвертичных вулканических породах Срединного хребта Камчатки.....	8
Горбач Н. В., Философова Т.М. Зональность амфибола в андезитах современных извержений вулкана Шивелуч: расшифровка динамики магматических процессов.....	10
Гордейчик Б.Н., Чурикова Т.Г., Кронц А., Сандермейер К., Симакин А.Г., Вёрнер Г. Проявления диффузии в оливинах вулкана Шивелуч.....	12
Добрецов Н. Л., Симонов В.А., Котляров А.В. Особенности эволюции магматизма вулканов Уксичан и Ичинский (Камчатка).....	14
Ермаков В.А., Матвеев М.А. Вулканизм межгорной депрессии между хребтами Кумроч и Тумрок Восточно-Камчатского хребта.....	16
Кириченко И.С., Жмодик С.М., Лазарева Л. Геохимические индикаторы палеосейсмичности на основе данных изучения осадков озера Фумарольное (Камчатка, Узон).....	18
Колосков А. В., Давыдова М.Ю., Коваленко Д.В., Ананьев В.В. Новые данные о возрасте и геологическом строении Центральной Камчатской Депрессии (ЦКД).....	20
Кугаенко Ю. А., Леонов В.Л. К динамической модели магматического очага под Узон-Гейзерной депрессией.....	22
Кугаенко Ю.А., Салтыков В.А., Чурикова Т.Г., Гордейчик Б.Н., Вёрнер Г. Сейсмическая активизация и петрология пород Удинских вулканов.....	24
Нишизава Т., Накамура Х., Чурикова Т. Г., Гордейчик Б.Н., Ишизука О., Ивамори Х. Ультравысоконицелевые оливины лав Восточных конусов.....	26
Перепелов А. Б., Пузанков М.Ю. Результаты исследований «внутриплитного» вулканизма Камчатки за последние 20 лет.....	28
Перепелов А.Б., Пузанков М.Ю., Цыпукова С.С., Чащин А.А., Плечов П.Ю., Щербаков Ю.Д., Давыдова В.О. Магнезиальный андезитовый и NEB-адакитовый вулканизм Камчатки.....	30

Пономарева В. В., Портнягин М.В., Бубенщикова Н.В., Зеленин Е.А., Деркачев А.Д. Паужетская кальдера (Южная Камчатка): геохимические исследования игнимбритов и тефры дали возможность оценить магнитуду и возраст кальдереобразующего извержения	32
Савельев Д. П., Цуканов Н.В. Три геохимических типа пикритов в меловых и палеогеновых комплексах Восточной Камчатки	34
Толстых М.Л., Певзнер М.М. Расплавы в минералах дацитовой пемзы извержения 4200 14С вулкана Ичинский (Срединный хребет, Камчатка)	36
Хубуная С. А., Гонтовая Л.И. О магматических очагах и гетерогенности мантии под Ключевской группой вулканов(по петрологическим данным)	38
Секция II.	
Изотопно-геохимический состав, процессы мантийно-корового взаимодействия, особенности магматических питающих систем областей современного и древнего вулканизма Земли	
Воронцов А. А., Перфилова О.Ю., Крук Н.Н., Тарасюк А.С. Геология и состав непрерывных трахибазальт-риолитовых серий Минусинского прогиба Алтае-Саянской складчатой области	41
Козловский А. М., Ярмолук В.В., Саватенков В.М. Завершение позднепалеозойской субдукции Палеоазиатского океана в смене характера и источников магматизма Южной Монголии	43
Кудряшова Е. А., Козловский А.М., Ярмолук В.В., Саватенков В.М. Допозднепалеозойская континентальная литосферная мантия как источник позднепалеозойского и позднемезозойского внутриплитного магматизма Гобийского Алтая	45
Лаврик С. Н., Чащин А.А. Адакиты Приморья: вещественные составы возможного источника андезитовых магм, физико-химические условия и геодинамические обстановки их генерирования	47
Лебедев В. А. Основные закономерности эволюции мезозойско-кайнозойского магматизма Малокавказской континентальной палео-окраины: результаты изотопно- геохронологических исследований	49
Саватенков В. М., Козловский А.М., Ярмолук В.В., Руднев С.Н., Терентьева Л.Б. Nd и Pb изотопные характеристики в палеоокеанических комплексах Западной Монголии	51

Слабунов А. И., Сингх В.К. Эволюция магматизма в зоне перехода "океан-континент" в мезоархее и геодинамические следствия (на примере Центрально-Бунделкхандского зеленокаменного комплекса, Индия).....	53
---	-----------

Ярмолук В. В., Кудряшова Е.А., Козловский А.М. Внутриплитные вулканические провинции востока Азии: магматизм, глубинное строение, геодинамическая природа.....	55
--	-----------

Секция III.

Геохимическое и термодинамическое моделирование процессов магмообразования в зонах перехода «океан-континент»

Асеева А. В., Карабцов А.А., Высоцкий С.В., Чащин А.А., Авченко О.В. WinTWQ, Winpyroх -моделирование условий формирования ксенолитов гранатовых гипербазитов в молодых щелочных базальтоидах (палеовулкан Шаварын-Царам, Монголия).....	58
---	-----------

Лебедев В. А., Певзнер М.М., Волынец А.О. К проблеме выбора геохронометра для К-Аг датирования неогеновых вулканитов (на примере лав Срединного хребта Камчатки).....	60
---	-----------

Пономарев Г. П. Индикаторная роль шпинель-оливинового парагенезиса на примере дунитов центральной части массива Кондер.....	62
---	-----------

Пономарев Г. П., Пузанков М.Ю. Распределение породообразующих элементов в системе расплав - кальциевый амфибол по экспериментальным данным.....	64
---	-----------

Симонов В.А., Добрецов Н.Л., Котляров А.В. Включения хромшпинелидов в ультрабазитах – источник прямой информации о параметрах глубинных магматических систем в зонах современной и древней субдукции.....	66
---	-----------

Секция IV.

Генезис рудных месторождений в островодужных условиях

Арлюкова К.Р., Сагир А.В., Соломина И.О. Особенности геологического строения Айнского золоторудного месторождения острова Уруп, Курилы.....	69
---	-----------

Буханова Д. С., Чубаров В.М. Сульфосоли в рудах Малмыжского золото-меднопорфирового месторождения, Хабаровский край.....	71
--	-----------

СЕКЦИЯ I.

**ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ТИПИЗАЦИЯ, ПЕТРОЛОГИЯ, ВОПРОСЫ
ГЕНЕЗИСА КАЙНОЗОЙСКИХ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ПОРОД КУРИЛО-
КАМЧАТСКОЙ ОСТРОВОДУЖНОЙ СИСТЕМЫ**

УДК 551.21+552.11

Изотопный состав Sr и Nd в миоцен-четвертичных вулканических породах Срединного хребта Камчатки

А.О. Волынец¹, Ю.А. Костицын², М.М. Певзнер³,
Ю.В. Гольцман⁴, А.Б. Перепелов⁵

¹ *Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский, Россия. a.volynets@gmail.com*

² *Институт геохимии и аналитической химии им. Вернадского РАН, Москва, Россия*

³ *Геологический институт РАН, Москва, Россия*

⁴ *Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, Москва, Россия*

⁵ *Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, Иркутск, Россия*

Ключевые слова: изотопы, вулканизм, субдукция, Камчатка, Срединный хребет.

Срединный хребет – крупнейшая вулканотектоническая структура полуострова Камчатка – состоит из древнего (мел-палеоген) метаморфического массива и вулканического пояса (далее СХ), сформировавшегося в неоген-четвертичное (N-Q) время. В настоящее время СХ удален от современного глубоководного желоба приблизительно на 400 км. В южной части хребта, до широты вулкана Хангар, сейсмофокальная зона трассируется на глубине 350-400 км (Gorbatov et al., 1997), далее на север не прослеживается (Davaille, Lees, 2004; Gorbatov et al., 2000). Северная часть хребта считается геологически стабильной, начиная с миоцена (Авдейко и др., 2002; Davaille, Lees, 2004 и др.).

Большинство исследователей склоняются к тому, что неогеновый вулканизм СХ был обусловлен субдукцией Тихоокеанской плиты, когда активный желоб располагался на 200 км западнее современного, но в позднем миоцене-плиоцене в результате аккреции Кроноцкой дуги субдукция под СХ была заблокирована (Авдейко и др., 2006; Леглер, 1977; Шапиро, Ландер, 2003 и др.). У восточных берегов Камчатки образовалась новая зона погружения Тихоокеанской плиты, с которой связана современная вулканическая активность в Восточном вулканическом поясе и Центральной Камчатской депрессии. При этом плиоцен-четвертичный вулканизм хребта относили к так называемой тыловой зоне (Федотов, Масуренков, 1991). Имеющиеся данные по геохимии и геодинамике района свидетельствуют о невозможности однозначной интерпретации причин проявления существующей в СХ «постсубдукционной»

вулканической активности. Структурно СХ можно разделить на две части: северную (СЧ) и южную (ЮЧ). Северная часть СХ представляет собой узкий хребет СВ простирания. Южная часть имеет значительно более сложное строение. В ее пределах можно выделить два элемента: (1) «восточную» ветвь СВ простирания (Козыревский и Быстринский хребты), которая является структурным продолжением СЧ хребта; и (2) «западную» ветвь, ССВ простирания, которая веерообразно расходится от Срединно-метаморфического массива к ССВ и маркируется крупными вулканическими массивами – Хангар, Ичинский, Кекукнайский, Кетепана. Между «восточной» и «западной» ветвями расположены Анаунский дол, вулканические массивы Уксичан и Большой Чекчебонай, которые, возможно, образуют промежуточную, «центральную», ветвь ЮЧ СХ. Правомочность выделения этих «ветвей» подтверждается геохимическими исследованиями (Волынец и др., в печати). В северной части СХ в миоцене-плиоцене извергались типично-островодужные породы, которые в четвертичное время сменились вулканитами гибридного типа с высокой долей обогащения¹. В «восточной» ветви ЮЧ СХ в неогене также проявлены породы островодужного типа, а в плиоцен-четвертичное время наблюдаются близкие в пространстве и времени извержения пород островодужного и гибридного типа с невысокой долей обогащения (Волынец и др., 2018). «Западная» ветвь ЮЧ СХ, напротив, характеризуется присутствием обогащенных пород на всем протяжении своего развития, начиная с позднего миоцена (Певзнер и др., 2017). Плиоценовые вулканиты «центральной» ветви (Анаунский дол, Уксичан и Большой Чекчебонай) по геохимическим признакам тяготеют к породам «восточной» ветви ЮЧ СХ (Волынец и др., в печати).

Мы изучили изотопный состав стронция и неодима в представительной коллекции вулканических пород СХ. На диаграмме $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} - ^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ вулканисты СХ образуют поля, лишь отчасти пересекающиеся с полями составов пород ВВФ и ЦКД. Породы неогенового возраста характеризуются несколько повышенными по сравнению с примитивной мантией значениями $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ при почти постоянных $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$. Неогеновые породы

¹ гибридными мы называем породы, сочетающие признаки островодужного и внутриплитного происхождения (одновременно повышенные концентрации HFSE и LILE), что интерпретируется как результат плавления трехкомпонентного (OIB+MORB+флюид) источника, а степень обогащения относительно MORB определяется концентрациями HFSE (Churikova et al., 2001; Volynets et al., 2010).

«восточной» и «центральной» ветвей близки по составу четвертичным породам ЦКД с небольшим сдвигом в сторону источника N-MORB типа. Неогеновые породы «западной» ветви, при тех же значениях $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, что и в породах «восточной» и «центральной» ветвей, отличаются от них несколько пониженными значениями $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, формируя тренд в сторону мантийного источника обогащенного типа EM1. Большинство Q пород CX характеризуются пониженными значениями $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ и образуют четкий тренд от деплетированного мантийного источника N-MORB типа к обогащенному источнику EM1. Обогащенный характер источника подтверждается также четкими корреляциями $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ с такими элементными отношениями, как Ta/Yb, Nb/Y, Ce/Pb и тд.

Таким образом, проведенное нами региональное исследование изотопного состава Sr и Nd в породах CX подтвердило, что для этого района характерна сложная геологическая история. В N₁₋₂ время, когда CX представлял собой фронтальную часть зоны субдукции, в его «восточной» и «центральной» ветвях формировались типично-островодужные породы с изотопными характеристиками, близкими к современным породам ЦКД и ВВФ; формирование таких пород можно отнести за счет флюид-индуцированного плавления деплетированного вещества мантийного клина. Для миоценовых пород «западной ветви», которая, возможно, в миоцене уже представляла собой тыловую часть существовавшей зоны субдукции, характерны изотопные метки, свидетельствующие о присутствии в источнике обогащенного мантийного вещества. В Q время, влияние источника обогащенного типа становится доминирующим в пределах всего Срединного хребта. Это изменение, вероятно, отражает смену геодинамического режима в пределах данной структуры в связи с причленением Кроноцких террейнов.

Благодарности

Авторы признательны В. Ладыгину и О. Дирксену за предоставленные образцы, В. Родину и Б. Тагирову за помощь в полевых работах. Работа выполнена в рамках тем НИР ИВиС ДВО РАН 0282-2016-0004, ГИН 0135-2018-0037 и при поддержке грантов РФФИ № 17-05-00112 и 17-05-01163.

Список литературы

- Авдейко, Г.П., Палуева, А.А., Хлебородова, О.А. (2006) Геодинамические условия вулканизма и магмообразования Курило-Камчатской островодужной системы. *Петрология*. №.14 (3). С. 249–267.
- Волынец, А.О., Певзнер, М.М., Лебедев, В.А., и др. (2018) Возраст и геохимия пород вулканического массива Ахтанг, Срединный хребет Камчатки. *Материалы конференции, посвященной Дню вулканолога «Вулканизм и связанные с ним процессы» Петропавловск-Камчатский ИВиС ДВО РАН*. С. 16–19.
- Волынец, А.О., Певзнер, М.М., Толстых, М.Л., и др. Вулканизм южной части Срединного хребта Камчатки в неоген-четвертичное время. *Геология и геофизика*, в печати.
- Леглер, В.А. (1977) Развитие Камчатки в кайнозой с точки зрения теории тектоники литосферных плит. *Тектоника литосферных плит (источники энергии тектонических процессов и динамика плит)*. М.: Ин-т Океанологии АН СССР. С. 137–169.
- Певзнер, М.М., Волынец, А.О., Лебедев, В.А., и др. (2017) Начало вулканической деятельности в пределах Срединно-метаморфического массива (Срединный хребет, Камчатка). *ДАН*. № 475 (5). С. 546–550. DOI: 10.7868/S0869565217230153
- Федотов, С.А., Масуренков, Ю.П. (ред.) (1991) *Активные вулканы Камчатки*. М: Наука. Т. 1 (302 с.), т. 2 (415 с.).
- Шапиро, М.Н., Ландер, А.В. (2003) Формирование современной зоны субдукции на Камчатке // *Очерки геофизических исследований: К 75-летию Объединенного института физики Земли им. О.Ю.Шмидта*. М.: ОИФЗ РАН. С. 338–344.
- Churikova, T., Dorendorf, F., Worner, G. (2001) Sources and fluids in the mantle wedge below Kamchatka, evidence from across-arc geochemical variation. *J Petrol*. №. 42. P. 1567–1593.
- Davaille, A., Lees, J.M. (2004) Thermal modeling of subducted plates: tear and hotspot at the Kamchatka corner. *Earth Planet. Sci. Lett*. № 266. P. 293–304.
- Gorbatov, A., Kostoglodov, V., Suarez, G., et al. (1997) Seismicity and structure of the Kamchatka subduction zone. *J. Geophys. Res.* № 102 (B8). P. 17883–17898.
- Gorbatov, A., Widiyantoro, S., Fukao, Y., et al. (2000) Signature of remnant slabs in the North Pacific from P-wave tomography. *Geophys. J. Int.* № 142. P. 27–36.
- Volynets, A., Churikova, T., Wörner, G., et al. (2010) Mafic Late Miocene - Quaternary volcanic rocks in the Kamchatka back arc region: implications for subduction geometry and slab history at the Pacific-Aleutian junction. *Contrib. Mineral. Petrol.* № 159. P. 659–687. DOI 10.1007/s00410-009-0447-9

УДК 551.21+552.11

Зональность амфибола в продуктах текущего извержения вулкана Шивелуч: расшифровка динамики магматических процессов

Н.В. Горбач, Т.М. Философова

*Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН,
Петропавловск-Камчатский, Россия. n_gorbach@mail.ru***Ключевые слова:** амфибол, зональность, Шивелуч, питающая магматическая система.

Амфибол является одним из наиболее информативных индикаторов условий кристаллизации андезитовых магм, поскольку его состав весьма чувствителен к изменениям температуры, давления, состава расплава, летучести кислорода и содержания воды в магме. Однако, чувствительность амфибола к нескольким параметрам приводит к тому, что выделение преобладающего влияния того или иного параметра становится проблематичным (например, Streck, 2008) и делает затруднительной интерпретацию зональности кристаллов. На основе представительного массива данных по составу амфиболов в продуктах современных извержений вулкана Шивелуч была сделана попытка расшифровки особенностей зональности применительно к процессам в его питающей магматической системе. Предложена модель динамики магматических процессов в ходе катастрофического извержения в 1964 г. и последующего (1980 г. – настоящее время) роста экструзивного купола.

Исходные данные

Состав и зональность вкрапленников и микролитов амфибола были изучены в пемзах плинианского извержения 1964 г., в андезитах начальных этапов роста экструзивного купола в 1980-81 и 1993-95 гг. и в породах, отвечающих наиболее интенсивному росту купола в 2001-16 гг. Кроме того, были изучены амфиболы из меланократовых включений (SiO_2 ~54-56 мас. %), присутствующих в лавах недавних извержений (Горбач и др., 2016). Всего было получено ~800 анализов, большая часть которых представлена определениями по профилям сложно-зональных кристаллов от центра к краю зерен с высоким разрешением (от 10 до 20 мкм). Определения были выполнены при помощи электронного зонда JEOL JXA-8200 в Helmholtz Centre for Ocean Research Kiel (GEOMAR, г. Киль, ФРГ).

Часть данных была получена также в Институте вулканологии и сейсмологии ДВО РАН при помощи электронного зонда с энергодисперсионным спектрометром Oxford Instruments X-max 80 и сканирующего электронного микроскопа SEM Vega 3 Tescan.

Результаты и их обсуждение

Современная эруптивная активность вулкана Шивелуч связана с ростом экструзивного купола в кратере, сформированном в результате катастрофического извержения в 1964 г. Породы текущего этапа активности – плагиоклаз-роговообманковые андезиты (SiO_2 ~60-64 мас. %), вкрапленники которых характеризуются значительными вариациями состава и типов зональности (Горбач и др., 2016).

Состав вкрапленников амфибола показывает значительные вариации в отношении главных компонентов: (в мас. %: SiO_2 =40,46-50,13; TiO_2 =0,56-3,54, Al_2O_3 =6,18-14,06, FeO^* =6,07-15,24, MgO =11,56-19,31, CaO =10,62-12,59, Na_2O =1,19-3,67, K_2O =0,09-0,75). Согласно классификации (Leake et al., 1997), указанные вариации отвечают магнезиальной роговой обманке (*Mg-Hbl*), магнезиогастингситу (*Mg-Hst*) и паргаситу (*Prg*). Расчеты по нескольким термобарометрическим моделям (Симакин, Шапошникова, 2017; Holland, Blundy, 1994; Ridolfi et al., 2010; Putirka, 2016) и сопоставление с экспериментальными данными (Симакин, Шапошникова, 2017; Ruthenford and Devine, 2003; Krawczynski et al., 2012) показывает, что составы изученных амфиболов отвечают широкому интервалу условий кристаллизации в отношении температуры T ~800-1015°C, давления P ~100-550 МПа и летучести кислорода f_{O_2} ~ ΔNNO =0,5-1,9.

Большинство вкрапленников обладает зональностью, которая наиболее отчетливо проявлена в вариациях содержания Si, Al, Na, Ti, $\text{Mg}\#=(\text{Mg}/\text{Mg}+\text{Fe}^{\text{tot}})$, а также в распределении содержания Cl. Наиболее распространены следующие типы зональности: 1) простая (содержания Al, Na, Ti уменьшаются к краю зерен при увеличении содержания Si и Mg#), 2) пятнистая (ядро неоднородно в отношении содержаний Al и Mg#; 3) обратная (рост содержаний Al, Na, Ti по направлению к краю кристалла при уменьшении Si и Mg# и 4) осциллярная (ритмичные изменения концентраций Al и Mg#). Простая зональность формируется по мере снижения температуры и давления в процессе кристаллизации; пятнистая возникает в случае резкой декомпрессии магмы в результате резорбции ранее сформированного ядра кристалла; обратная зональность, как правило, формируется в результате взаимодействия с более горячей и основной

магмой. Тонкая ритмичная зональность в каймах кристаллов наиболее вероятно обусловлена небольшими вариациями состава расплава и летучести кислорода в условиях частых эксплозивных извержений.

Показано, что в отличие от других Fe-Mg силикатов рост магнезиальности к краю кристалла амфибола не всегда является индикатором взаимодействия с более основной магмой. В большинстве кристаллов *Mg-Hbl* рост Mg# от ядра к кайме сопровождается ростом Si и падением содержаний Al, Na и Ti. Сопоставление с экспериментальными данными (например, Ruthenford and Devine, 2003) показывает, что такая зональность отвечает падению температуры и росту fO_2 в процессе кристаллизации.

Наши данные показывают, что содержание хлора также является информативным с точки зрения интерпретации зональности амфибола и динамики магматических процессов. Наиболее вероятно, что температура магмы и состав расплава оказывают определяющее влияние на вхождение хлора в структуру амфибола. На примере контактовой зоны между меланократовым включением и вмещающим андезитом показано, что температурный эффект на состав кристаллизующегося амфибола выражен в совместном увеличении содержаний Al и Mg# и резком падении содержания хлора к краю кристаллов.

Особенности состава и зональности вкрапленников амфибола в породах современных извержений вулкана Шивелуч хорошо отражают особенности его эруптивного режима. Так, пемзы плинианского извержения 1964 г. содержат субфенокристаллы амфибола с высоко-Al ($Al_2O_3 \sim 11,5-13,5$ мас. %) ядром и тонкой (~ 10 мкм) каймой, в которой содержание Al резко снижается ($Al_2O_3 \sim 6-7$ мас. %). Согласно нашей интерпретации такая зональность могла быть сформирована в результате резкой декомпрессии магмы при ее подъеме из предполагаемой области накопления и кристаллизации, расположенной на нижнекоровых уровнях ($\sim 15-20$ км) в малоглубинную магматическую камеру (~ 5 км) непосредственно перед извержением. Немногочисленные экспериментальные данные о скорости роста кристаллов амфибола (например, $5-10 \times 10^{-8}$ см/с по (Симакин и др., 2009)) позволяют предполагать, что время формирования низко-Al каймы не превышало нескольких часов.

Состав слабозональных низко-Al вкрапленников ($Al_2O_3 \geq 10,5$ мас. %) *Mg-Hbl* из андезитов начальных этапов роста купола в 1980-81 и 1993-95 гг. фиксирует процессы

охлаждения, кристаллизации и дегазации магмы, сопровождающиеся увеличением объема и давления в малоглубинной магматической камере.

Амфиболы недавних извержений наиболее гетерогенны по составу и характеру зональности и сформированы в условиях притока горячей магмы в малоглубинную магматическую камеру. Часть субфенокристаллов и микролитов поступила во вмещающие андезиты за счет дезинтеграции меланократовых включений – фрагментов мафической магмы, поступившей в малоглубинную магматическую камеру. Отличить такие кристаллы возможно по высоким содержаниям Al ($Al_2O_3 \geq 11,5$ мас. %) и Mg# ($\geq 0,75$) и низкому содержанию хлора ($Cl \leq 0,04$ мас. %).

Благодарности

Работа была выполнена при поддержке гранта РФФИ 15-05-06440_a.

Список литературы

- Горбач Н.В., Портнягин М.В., Философова Т.М. (2016). Динамика роста экструзивного купола и вариации химического и минералогического составов андезитов вулкана Молодой Шивелуч в 2001-2013 гг. Вулканология и сейсмология. № 6. С. 37-61.
- Симакин А. Г., Салова Т. Бабанский А.Д. (2009). Кристаллизация амфибола из водонасыщенного по экспериментальным данным при $P=2$ кбар. Петрология. Т.17. № 6. С.1-16.
- Симакин А. Г., Шапошникова О. Ю. (2017). Новый амфиболовый геобарометр для высокмагнезиальных андезитовых и базальтовых магм. Петрология. Т.25. № 2. С. 226-240.
- Holland T. and Blundy J.D. (1994). Non-ideal interaction in calcic amphiboles and their bearing on amphibole-plagioclase thermometry. Contributions to Mineralogy and Petrology. V. 116. P. 433-447.
- Leake B.E., Woolley A.R., Arps C.E.S. (1997). Nomenclature of amphiboles: Report of the Subcommittee on Amphiboles of the Mineralogical Association. Mineralogical Magazine. Vol. 61. № 3. P. 295 – 321.
- Ridolfe F., Renzulli A., Puerini M. (2010). Stability and chemical equilibrium of amphibole in calc-alkaline magmas: an overview, new thermobarometric formulations and application to subduction-related volcanoes. Contributions to Mineralogy and Petrology. V.160. P. 45-66
- Ruthenford M. J., Devine J. D. (2003). Magmatic conditions and magma phase equilibria and reactions in the 1995–2002 Soufriere Hills magma. Journal of Petrology. V. 44. № 8. P.1433–1453.
- Putirka K. (2016). Amphibole thermometers and barometers for igneous systems and some implications for eruption mechanisms of felsic magmas at arc volcanoes. American Mineralogist. Vol. 101. № 4. P. 841-858.
- Streck M. J. (2008). Mineral texture and zoning as evidence for open system processes. Reviews in mineralogy and geochemistry. V. 69 № 1. P. 595–622.

УДК 551.21+550.4

Проявления диффузии в оливинах вулкана Шивелуч

Б.Н. Гордейчик^{1,2}, Т.Г. Чурикова^{2,3}, А. Кронц²,
К. Зундермейер², А.Г. Симакин¹, Г. Вёрнер²

¹ Институт экспериментальной минералогии РАН, Черноголовка, Россия. gordei@mail.ru

² Отделение геохимии Центра наук о Земле, Гёттингенский университет, Германия

³ Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский, Россия

Ключевые слова: Камчатка, Шивелуч, субдукция, магматизм, оливин

В вулканологии существует понимание процессов, происходящих перед извержением, но, вопрос о том, как быстро магмы могут пройти от мантийного источника к поверхности, остается открытым. Опишем здесь, следуя (Gordeychik et al., 2018), оценки времени нахождения магмы в камере и времени подъема магмы для высоко-Mg средне-Mg андезибазальтов Шивелуча возраста 7600 ¹⁴C лет. Состав оливинов измерялся микроанализатором JEOL JXA 8900RL, а ориентация осей – микроскопом Quanta 200F с EBSD модулем в Геттингенском университете.

Оливины показывают различную зональность для Fo и Ni: нормальную, обратную и сложную повторяющуюся, рис. 1.

Схема эволюции оливинов показана на рис. 2.

1. В высоко-Mg высоко-Ni расплаве формируются однородные оливины.

2. Оливины попадают в менее основной расплав. Оливины, в которых диффузия не затронула центральную часть, формируют группу 1. Уравновесившиеся с расплавом оливины формируют группу 4. В промежуточных группах 2 и 3 процесс диффузии в разной степени затронул центры оливинов.

3. Оливины попадают в горячий расплав и частично растворяются.

4. По мере уменьшения температуры начинается обрастание оливинов высоко-Mg оболочками, с падением форстерита к кромке.

5. Начинается диффузия в обросшей оболочке и между ядром и оболочкой.

Исследуемые оливины позволяют описать три различных проявления диффузии: (1) диффузия в ядрах на ранней стадии, когда сглажены краевые части кристаллов, а величины Fo и Ni в центрах сохраняются; (2) глубокая диффузия, когда Fo и Ni в центрах ядер уменьшаются; (3) диффузия между ядром и обросшей оболочкой кристалла.

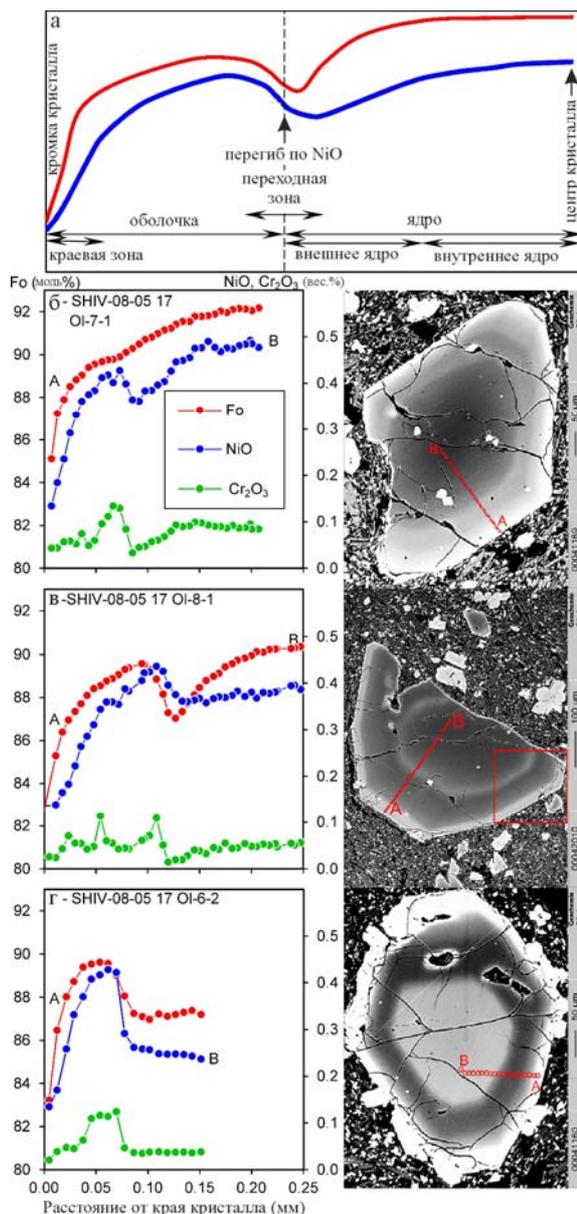


Рис. 1 – (а) используемые термины. (б-г) профили Fo, NiO и Cr₂O₃, а также BSE-изображения для трех характерных кристаллов оливина. Положение профилей на изображениях отмечено красными кружками, которые соответствуют точкам измерений. Начало каждого профиля на краю кристалла отмечено символом А, отсюда же указано расстояние на горизонтальной оси графиков. Конец профиля в центре кристалла отмечен символом В. На графиках Fo нарисован красным цветом и относится к левой оси, концентрации NiO нарисованы синим, а Cr₂O₃ – зеленым и относятся к правой оси.

Для каждого из проявлений диффузии выполнялись оценки времени действия на нескольких кристаллах. Для оценки времени действия диффузии на ранней стадии и времени действия диффузии между ядром и оболочкой использовалось решение задачи о диффузии в полубесконечном пространстве, для глубокой диффузии использовалось решение задачи о диффузии в шаре.

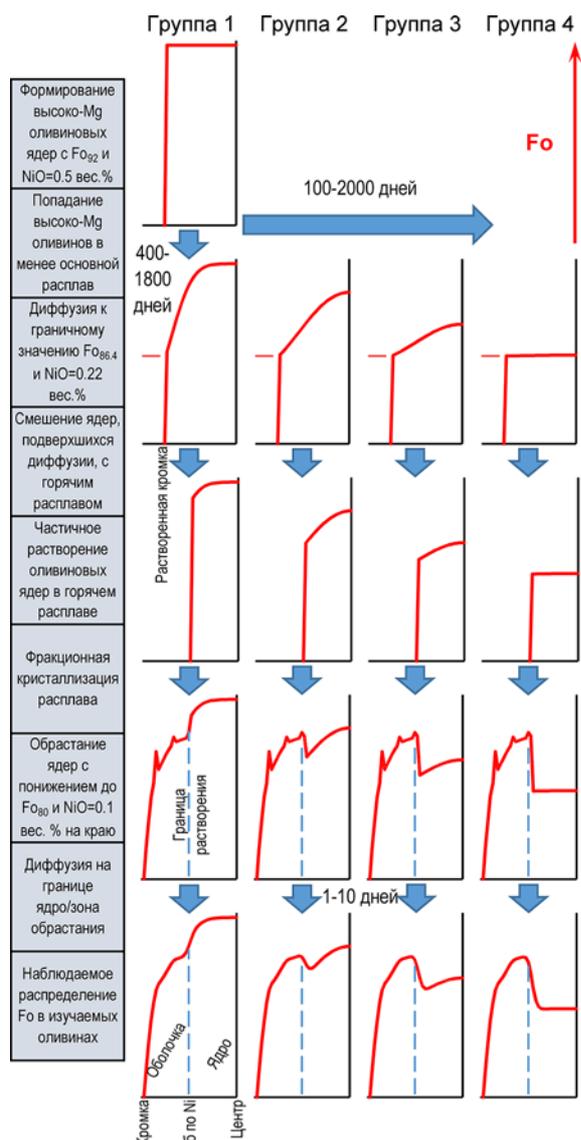


Рис. 2 – История образования изучаемых оливинов. Оливины представлены в виде распределений форстерита. Синие стрелки показывают переход от одного распределения форстерита в оливине к другому. В комментариях слева даются характеристики каждого распределения и причины, их вызывающие.

На рис. 3 показана частотная диаграмма для времен действия каждого из проявлений диффузии: диффузия на ранней стадии – 400-1800 дней; глубокая диффузия – 100-2000 дней; диффузия между ядром и оболочкой – 1-10 дней. Все три проявления диффузии работают при мантийных условиях, что доказывается высокой магнезиальностью рассматриваемых оливинов и высокой магнезиальностью расплава.

Изучаемые оливиновые ядра эволюционировали в мантии относительно длительное время перед извержением – 100-2000 дней. Смещение контрастных порций расплава происходит уже на мантийном уровне. Роль

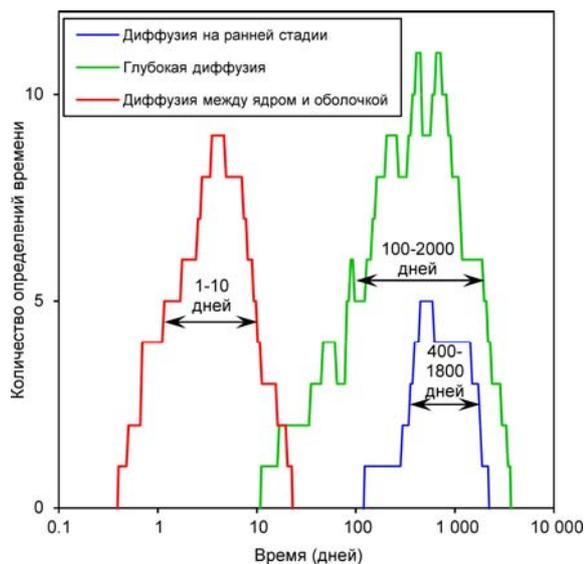


Рис. 3 – Частотная диаграмма времен действия различных проявлений диффузии: диффузия на ранней стадии – синяя линия; глубокая диффузия – зеленая линия; диффузия между ядром и оболочкой – красная линия. Диапазоны времени диффузии определены на половине высоты распределений.

диффузии в оливине может быть гораздо шире имеющихся представлений: диффузия может не только хранить информацию о времени событий, она может стирать мантийные признаки кристаллов и создавать новые геохимические тренды. Весьма малое, не встречавшееся ранее в литературе, время подъема оливинов от мантийного уровня до поверхности (1-10 дней) позволило оливинам сохранить необычную зональность как по Ni, так и по Fo.

Таким образом, процессы роста кристаллов, их смешения и диффузии на пути от мантийного источника к поверхности могут быть очень сложными (см. полную историю оливинов на рис. 2) и время подъема от мантийного источника к поверхности может быть очень небольшим – в пределах нескольких дней. Эти обстоятельства необходимо учитывать при построении моделей эволюции магмы.

Благодарности

Работа поддерживалась Немецким научно-исследовательским обществом, грант Wo 362/51-1, и Российским фондом фундаментальных исследований, гранты 16-55-12040 и 17-55-50005.

Список литературы

Gordeychik, B., Churikova, T., Kronz, A., Sundermeyer, C., Simakin, A., & Wörner, G. (2018). Growth of, and diffusion in, olivine in ultra-fast ascending basalt magmas from Shiveluch volcano. *Sci. Rep.*, 8(11775), 1-15. doi: <https://doi.org/10.1038/s41598-018-30133-1>.

УДК 550.4+548.4

Особенности магматизма вулканов Уксичан и Ичинский (Камчатка)

Н.Л. Добрецов¹, В.А. Симонов², А.В. Котляров²¹ Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН, Новосибирск, Россия² Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, Новосибирск, Россия. kotlyarov@igm.nsc.ru**Ключевые слова:** Камчатка, вулканы, Уксичан, Ичинский, магматизм.

В данном сообщении приводятся результаты исследований магматизма вулканов Уксичан и Ичинский, выполненных с помощью анализа составов минералов и расплавных включений из эффузивов среднего и кислого составов.

Амфиболы были изучены в дацитах и латитах вулкана Уксичан, а также в дацитах и андезитах Ичинского вулкана. По своему составу амфиболы из дацитов обоих вулканов относятся к магнезиогорнблендитам и соответствуют амфиболам из пород известково-щелочных серий. В то же время амфиболы из андезитов и латитов являются магнезиогастингситами, располагаясь также в известково-щелочном поле.

Для расчета давлений и температур заключительных стадий магматических процессов применены минералогические барометры (Johnson, Rutherford, 1989; Schmidt, 1992; Yavuz, 2007) и термометры (Ridolfi, Renzulli, 2012) с использованием данных по составам амфиболов.

Были рассчитаны давления при формировании латитов и дацитов вулкана Уксичан, а также андезитов и дацитов Ичинского вулкана. Выяснено, что при максимальных давлениях (5,5-7,5 кбар) кристаллизуются амфиболы андезитов (Ичинский) и латитов (Уксичан). Минимальные давления (1-3,4 кбар) минералообразующих процессов характерны для амфиболов из дацитов обоих вулканов. Между этими основными группами, совпадающими с данными и по другим вулканам Камчатки, располагается промежуточная группа (3,5-5,2 кбар), включающая амфиболы из дацитов и андезитов (Рис. 1).

На основе представительных данных по составам амфиболов был проведен сравнительный анализ РТ параметров магматических систем вулканов Ичинский и Уксичан при подъеме магмы в верхние горизонты.

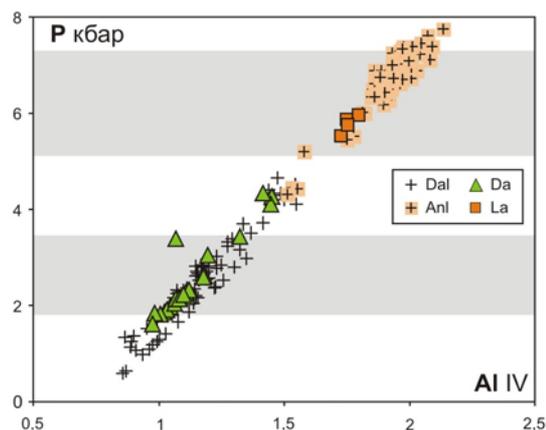


Рис. 1 – Соотношение параметров давления при кристаллизации амфиболов и содержания в них алюминия. Амфиболы из дацитов (Dal) и андезитов (Anl) вулкана Ичинский. Амфиболы из дацитов (Da) и латитов (La) вулкана Уксичан. Рисунок составлен на основе оригинальных данных с использованием информации по составам минералов из работ (Давыдова, 2014; Добрецов и др., 2016). Серым отмечены интервалы давлений для амфиболов из эффузивов влк. Безымянный, Камчатка (Turner et al., 2013).

На Рис. 2 хорошо видно, что для обоих вулканов выделяются три основных уровня кристаллизации минералов. Образование амфиболов из андезитов Ичинского вулкана начиналась на глубинах 22-18,5 км при температурах 980-930°C. На близких глубинах 18-16 км (но при заметно более высоких температурах - 1010-985°C) кристаллизовались амфиболы из латитов вулкана Уксичан. При подъеме на более высокий уровень (15,5-11 км) и при снижении температуры от 945°C до 880°C совместно кристаллизуются амфиболы из андезитов и дацитов обоих вулканов. На заключительной стадии (при снижении температур в диапазоне 900-810°C и в ходе подъема расплавов с 10 до 3 км) кристаллизовались исключительно амфиболы из дацитов обоих вулканов. Таким образом, для вулканов Ичинский и Уксичан устанавливаются общие геодинамические закономерности эволюции магматических систем среднего и кислого составов на их завершающей низкотемпературной стадии развития с формированием для обоих вулканов трех уровней кристаллизации в промежуточных камерах (Рис. 2).

Ранее для Ичинского вулкана нами также были выделены три промежуточные камеры на тех же глубинах, но определены более высокие температуры кристаллизации минералов (в основном плагиоклаза) – до 1225°C (Добрецов и др., 2016).

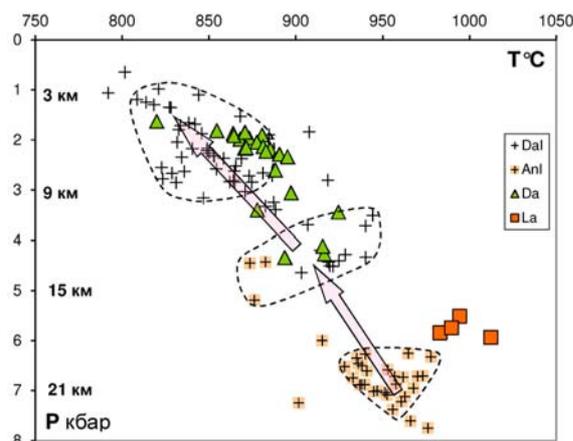


Рис. 2 – Кристаллизация амфиболов из эффузивов в промежуточных камерах вулканов Ичинский и Уксичан. Условные обозначения см. на Рис. 1.

При этом необходимо отметить, что при выяснении температурного режима в промежуточных камерах вулкана Ичинский при расчетах по программе PETROLOG (Danyushevsky, Plechov, 2011) на основе данных по расплавленным включениям определялись ликвидусные температуры, представляющие собой максимальные параметры, при которых начинали кристаллизоваться минералы из внутрикамерных расплавов. В то же время процессы кристаллизации в камерах должны продолжаться при снижении температур до близ солидусных. Расчетное моделирование по программе PLUTON (Лавренчук, 2004) (при давлениях 3,3 кбар и в присутствии воды 1 и 2 мас.%) показало, что из дацитовых и андезитовых расплавов при температурах 960–850°C кристаллизовался плагиоклаз, отвечающий по своему составу полевоому шпату из изученного образца дацита.

Таким образом, в результате расчетов на основе данных по составам минералов и расчетного моделирования с учетом информации по расплавленным включениям, мы имеем полное основание говорить о том, что на вулкане Ичинский формирование андезитов и дацитов происходило как минимум в трех промежуточных разноглубинных камерах, для каждой из которых существовал свой достаточно широкий интервал кристаллизации минералов, с падающими максимальными и минимальными значениями температур при подъеме на более высокие уровни: 1225°C → 930°C, 1205°C → 875°C, 1180°C → 810°C. Первыми при максимальных температурах кристаллизовались плагиоклазы. Плагиоклазы продолжали

кристаллизоваться в широком диапазоне температур (в верхней камере от 1100°C до 850°C). Завершаются кристаллизационные процессы формированием амфиболов при снижении температур до 800°C.

Благодарности

Работа выполнена в рамках государственного задания ИГМ СО РАН (проект № 0330-2016-0014).

Список литературы

- Давыдова М.Ю. (2014) Происхождение и эволюция магм вулканического центра Уксичан (Срединный хребет Камчатки). Дисс. ... канд. геол.-мин. наук. Владивосток. ТИГ ДВО РАН. 195 с.
- Добрецов Н.Л., Симонов В.А., Котляров А.В., Кулаков Р.Ю., Карманов Н.С. (2016) Физико-химические параметры кристаллизации расплавов в промежуточных надсубдукционных камерах (на примере вулканов Толбачинский и Ичинский, Камчатка). Геология и геофизика. Том 57 № 7. С. 1265-1291. <http://dx.doi.org/10.15372/GiG20160701>.
- Лавренчук А.В. (2004) Программа для расчета внутрикамерной дифференциации основной магмы «PLUTON». Вторая Сибирская междунар. конф. молодых ученых по наукам о Земле. Новосибирск. С. 105-106.
- Danyushevsky L.V., Plechov P.Yu. (2011) Petrolog 3: Integrated software for modeling crystallization processes. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 29 July 2011. Vol. 12. №7. Q07021. DOI:10.1029/2011GC003516.
- Johnson M.C., Rutherford M.J. (1989) Experimental calibration of the aluminium-in-hornblende geobarometer with application to Long Valley caldera (California) volcanic rocks. *Geology*. Vol. 17. P. 837 – 841.
- Ridolfi F., Renzulli A. (2012) Calcic amphiboles in calc-alkaline and alkaline magmas: thermobarometric and chemometric empirical equations valid up to 1130°C and 2.2 GPa. *Contrib. Mineral. Petrol.* Vol. 163. P. 877 – 895.
- Schmidt M.W. (1992) Amphibole composition as a function of pressure: an experimental calibration of the Al-in-hornblende barometer. *Contrib. Mineral. Petrol.* Vol. 110. P. 304 – 310.
- Turner S.J., Izbekov P., Charles Langmuir C. (2013) The magma plumbing system of Bezymianny Volcano: Insights from a 54 year time series of trace element whole-rock geochemistry and amphibole compositions. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. Vol. 263. P. 108 – 121. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2012.12.014>.
- Yavuz F. (2007) WinAmphcal: A Windows program for the IMA-04 amphibole classification. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*. Vol. 8. N. 1. Q01004. DOI:10.1029/2006GC001391.

УДК 551.21

Вулканизм межгорной депрессии между хребтами Кумроч и Тумрок Восточно-Камчатского хребта.

В.А. Ермаков, М.А. Матвеев

Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, Москва, Россия. ermakov.v@gmail.com

Ключевые слова: низкокальциевый, высокоглиноземистый тип вулканитов, хр. Кумроч.

В 2017 г. мы опубликовали короткую информацию о составе пород четвертичного вулкана Шиш в хр. Кумроч (Ермаков, Матвеев, 2017). Приведены анализы пород и ксенолитов этого вулкана и древнего вулкана г. Острая, который относится к палеоцену. В данной публикации мы характеризуем вулканизм ближайшей к вулкану Шиш межгорной депрессии между хребтами Кумроч и Тумрок, которая заполнена вулканическими породами плиоцена. Ширина депрессии от 17 до 25 км, а ее протяженность по широте не менее 50 км. Депрессия расположена в полосе воздействия регионального Толбачинско-Адриановского широтного сбросо-сдвига, который в плейстоцене проявляет здесь в основном тектоническую, а не вулканическую активность. Современные высоты палеовулканов от 1000 до 1600 м (Рисунок 1). Мощность вулканогенных образований в районах реконструированных центров может достигать 1000 м. Поскольку палеовулканы не имеют собственных названий, мы для них используем соответствующие названия топокарты (вулканы Успенский, Стол, Шишенок, Нос и др.).

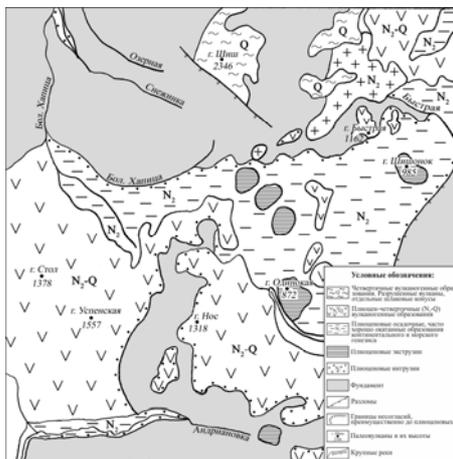


Рис. 1 - Геологическая схема района между хребтами Кумроч и Тумрок (с использованием материалов Б.В. Ковалева).

Фундамент депрессии сложен эпизодическими выходами песчано-глинистых дислоцированных осадочных пород палеогена. Эти выходы перекрыты стратифицированной вулканогенно-осадочной толщей плиоценовых моласс, в которой можно наблюдать как континентальные, так и морские фации отложений, однако вулканические образования синхронны преимущественно континентальным накоплениям. В ряде случаев на его поверхности фиксируется дресвянистый элювий (до 4 м), указывающий на длительный перерыв перед накоплением вулканитов. В низах разрезов породы представлены пирокластикой существенно андезитового состава (агломератовые и пемзовые потоки, тонкообломочные туфы и др.). В спорово-пыльцевых пробах из этих отложений Е. Лупикина обнаружила микрофауну, указывающую на накопление их в условиях мелководных лагун, сообщавшихся с морем. В верхах разреза следы перемыва пород менее заметны, вероятно, что условия накопления менялись на континентальные. Современная высота морских отложений в отдельных случаях достигает 1060 м; она близка к амплитуде поднятия в этом районе за плиоцен-четвертичное время. Вершина вулкана Успенского сложена экструзией роговообманковых андезитов и останцами агломератовых потоков. Базальты и андезибазальты в разрезах вулкана отсутствуют. Общая мощность описанного вулканического разреза составляет ≈ 300 м. $E \approx 85\%$. Среди вулканитов преобладают пироксен-плагиоклазовые андезибазальты, амфиболовые андезиты, андезидациты, однако встречаются и базальты; они обычно представлены реликтами платообразований.

В северной части этой депрессии, в районе правых истоков р. Большая Хапица (верх. течение р. Быстрой) ранее была обнаружена интрузия габбро-норитов, габбро-диоритов; ее возраст 4 млн. лет (Волынец, Шилин, 1965).

Таблица 1. Породы вулкана Успенский

Номер шлифа	873	2214	2216	2225	2242
SiO ₂	55,62	60,20	51,80	52,82	58,72
TiO ₂	0,69	0,72	1,04	1,02	0,61
Al ₂ O ₃	19,38	16,37	19,00	15,08	18,18
Fe ₂ O ₃	5,47	3,92	5,25	3,40	3,73
FeO	2,30	2,69	4,24	5,04	2,13
MnO	0,15	0,15	0,19	0,15	0,13
MgO	2,88	3,20	3,42	7,00	2,64
CaO	9,85	7,90	11,02	10,40	8,08
Na ₂ O	3,10	3,86	3,00	3,26	3,32
K ₂ O	0,38	0,88	0,49	0,98	0,50
P ₂ O ₅		0,17	0,15	0,16	0,18
Сумма	99,82	100,1	99,60	99,31	98,22

Примечания: Лавы: 873 - пироксен-плагиоклазовый андезит, агломератовый поток, гора Стол; 2214 - амфиболовый андезит; Успенский, 2216 - андезибазальт; 2225 - пироксеновый андезибазальт; дайка, переходящая в лавовый поток; 2242 - амфибол-плагиоклазовый андезит, экструзия.

Номер шлифа		2215	2216	2217	2219	2222
		A/1	Г	Е	Г	В
SiO ₂	Включения	52,26	49,92	40,50	50,18	50,22
TiO ₂		0,17	1,09	1,39	0,85	1,20
Al ₂ O ₃		3,23	18,65	23,67	16,56	20,87
Fe ₂ O ₃		1,31	4,18	6,23	4,23	4,03
FeO		3,33	4,88	5,94	4,77	4,88
MnO		0,31	0,16	0,17	0,26	0,27
MgO		15,30	5,67	5,12	9,04	4,80
CaO		22,66	11,21	13,35	10,17	9,96
Na ₂ O		0,54	2,74	1,53	2,22	3,15
K ₂ O			0,48	0,13	0,24	0,36
P ₂ O ₅		0,20	0,06	0,27	0,34	0,13
Сумма		99,31	99,04	98,30	98,86	99,87

Номер шлифа		2235	2239	2240Б	2244	22443
		В	Г		А	
SiO ₂	Включения	44,26	50,90	46,82	41,10	40,36
TiO ₂		1,77	0,80	0,97	1,27	1,80
Al ₂ O ₃		14,32	15,95	15,83	24,28	17,49
Fe ₂ O ₃		5,87	3,57	4,84	6,40	8,08
FeO		7,27	4,22	6,05	5,03	9,69
MnO		0,19	0,21	0,30	0,13	0,25
MgO		11,20	8,27	11,12	4,56	7,51
CaO		10,88	11,31	10,14	14,89	10,92
Na ₂ O		2,46	2,88	2,40	1,22	1,74
K ₂ O		0,60	0,24	0,24	0,13	0,20
P ₂ O ₅		0,08	0,35	0,06	0,06	0,17
Сумма		98,90	98,70	98,77	99,07	98,21

Примечания: Включения: 2215A/1 - плагиоклазовый гарцбургит; 2216Г - пироксен-амфибол-плагиоклазовое габбро с признаками плавления; 2217Е - эвтакситовый полосчатый полевошпатовый амфиболит; 2219Г - гиперстен-куммингтонитовый сланец; 2222В - порода с кордиеритом; 2235В - амфиболит; 2239Г - пироксен-куммингтонитовый сланец; 2240-Б - плавильный габбро-гранулит; 2244А - среднезернистый полевошпатовый амфиболит; 2244-3 - полосчатый амфиболитовый сланец.

В таблицах приводится химический состав вулканических пород и ксенолитов в них (раздельно), а в примечаниях дана петрографическая характеристика и названия пород. Как видим, вулканические породы относятся к семейству низкокальциевых анортит

содержащих высокоглиноземистых базальтов, т.е. к группе пород, которую А.Н. Заварицкий выделил как крайне известковистый тип островодужных базальтов; таковы же и включения в них. Парагенез пород и включений по петрохимическим и петрографическим признакам напоминает породы вулкана Авачинский. Некоторые особенности подобных включений рассматривались (Включения, 1978).

Множество включений встречено также в габбро-норитах интрузии, среди них особенно интересны ксенолиты пород с содержанием до 60% зеленой шпинели и сланцы с кордиеритом. По данным (Волынец, Шилин, 1965) некоторые фации пород содержат много кварца в ассоциации с основным плагиоклазом, что авторы связывают с проявлением ассимиляции корового вещества, однако не исключено, что может идти речь и о коровом плавлении. Наличие среди включений кристаллических сланцев, разнообразных пород амфиболитовой, возможно и гранулитовой фаций метаморфизма, указывает на присутствие нормальной коры, а во-вторых, возможно, и на коровый источник плавления или ассимиляции исходной магмы. В свое время О.Н. Волынец на Камчатке один из первых выделил этот тип исходных магм, как характерный для всего простирания восточной окраины (включая и Курильские острова). Известно, что в этой полосе магмообразования наблюдается сокращенная мощность земной коры (не более 25 км). Возможно, что два этих параметра генетически связаны.

Работа выполнена в рамках Гос. задания ФБГУН ИФЗ РАН по теме № 0144-2014-0089.

Список литературы

- Волынец О.Н., Шилин Н.Л. (1965) О петрохимических особенностях плиоценовой вулканоплутонической формации хребта Кумроч. Четвертичный вулканизм некоторых районов СССР. Москва: Наука. С. 40 – 56.
- Ермаков В.А., Матвеев М.А. (2017) Вулкан Шиш в южной части хребта Кумроч. Вулканизм и связанные с ним процессы. Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН. С. 38 – 41. http://www.kscnet.ru/ivs/publication/volc_day/2017/ar19.pdf.
- Включения в вулканических породах Курило-Камчатской островной дуги. Москва, Наука, 1978. С.67-124.

УДК 550.41+550.42

Геохимические индикаторы палеосейсмичности на основе данных изучения осадков озера Фумарольное (Камчатка, Узон).

И.С. Кириченко, С.М. Жмодик, Л.В. Лазарева

*Институт геологии и минералогии СО РАН, Новосибирск, Россия. iskirichenko@igm.nsc.ru***Ключевые слова:** донные отложения, термальные озера, Узон.

Термальные источники (озера, гейзеры, грязевые и водяные котлы) – уникальные природные экосистемы. Гидротермальные растворы и парогазовые смеси, питающие эти источники, обеспечивают незначительные колебания температуры внутри источника круглый год, создавая благоприятные условия для развития термофильных микроорганизмов. С другой стороны, активизация вулканической деятельности с катастрофическими явлениями приводят к значительным изменениям условий осадкообразования термальных озер и отражается на вещественном и микроэлементном составе осадков.

Можно предположить, что в стратифицированных осадках термальных источников фиксируются не только маркеры, отражающие изменчивость геотермальной и вулканической активности данного региона, но и геохимические и биогенные маркеры климатических изменений [Marchetto, 2015].

В ряде работ [Rinehart, 1972; Ingebritsen et al., 1993], доказывается влияние как планетарных, так и космических факторов на режим деятельности термальных источников, в частности, гейзеров и грязевых вулканов. Показано, что гравитационное воздействие Луны и Солнца способно оказывать влияние на сейсмическую активность нашей планеты [Hamilton, 1973; Mauk et al., 1973; Emtner, 1997; Delorey et al., 2017 и др.] и служит своеобразным триггером для землетрясений и активизации вулканической деятельности [Широков, 2006].

Эти факты позволяют надеяться на выявление в донных отложениях термальных или элементов-индикаторов с периодическими или квазипериодическими вариациями содержаний в разрезах осадков, периоды которых могут быть кратны основным параметрам лунной и земной орбит.

Целью данной работы является установление закономерностей в распределении химических элементов в донных отложениях термальных озер вулканических областей.

В качестве объекта исследования был выбран крупнейший термальный водоем кальдеры вулкана Узон, расположенный на пересечении крупных разрывных нарушений северо-восточного, северо-западного и субширотного простирания - озеро Фумарольное.

В мае и сентябре 2012 года был отобран для анализа раствор IV озера оз. Фумарольное. Установлено, что параметры раствора значительно изменяются в зависимости от времени года. Общая минерализация в мае составляет 226 мг/л, а в сентябре увеличивается до 2520 мг/л, pH снижается от 5,7 до 4,2, температур -, от 20°C до 57°C. Осенью увеличиваются содержания не только макро-, но и микроэлементов в растворе, воды озера характеризуются высокими содержаниями Si (101000 мг/л), В (52000 мг/л), Вг (6100 мг/л), As (3500 мг/л), I (183 мг/л), Li (6800 мг/л), Sr (640 мг/л), Ва (110 мг/л), Cs (480 мг/л).

Колонка донных отложений IV озера озера Фумарольного длиной 39 см, была изучена с использованием различных методов химического и минералогического анализа. По ^{210}Pb была определена средняя скорость осадконакопления в озере, составляющая 0,2мм/год.

С помощью сканирования РФА-СИ, было выявлено распределение ряда химических элементов (K, Rb, Cs, Li, Ca, Sr, As, Sb, Ba, Mo, Ti, Mn, Fe, Cu, Zn, Y, Zr, Nb) в колонке (рис.1)

Распределение химических элементов, в изученном фрагменте осадков озера Фумарольное неравномерное с наличием слоев, значительно обогащенных Ca, Sr, As, Sb, Mo. В отдельных слоях концентрируются As и Sb. Содержания до 4% As обнаружены в слое № 3.1 на глубине около 18 см. Ниже него, на глубине 29 см в слое № 6 определены высокие содержания сурьмы (до 0,8% Sb), что объясняется описанной ранее моделью формирования сурьяно-мышьяковой минерализации [Карпов, 1976].

Содержание, щелочных элементов (Li, Rb, Cs) в растворе и донных отложениях озера Фумарольное высокое (Li до 100 ppm, Rb и Cs до 50 ppm) с аномальными отношениями Li:Rb:Cs, характерными для термальных растворов только вулканических регионов планеты.

Соотношение содержаний редких щелочных элементов в воде IV озера озера Фумарольное и в растворах источников, расположенных по его берегам различается: Li:Rb:Cs=100:10:7

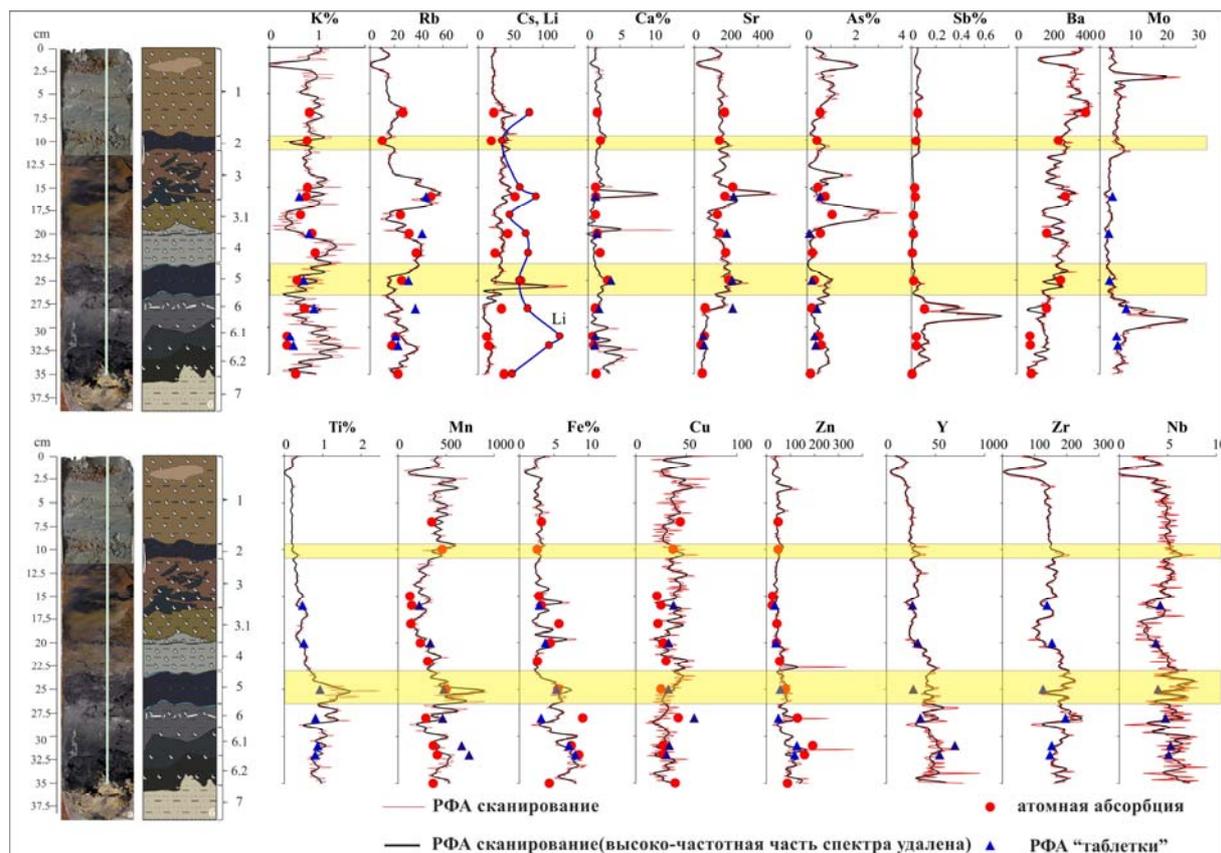


Рис. 1 – Данные элементного анализа, полученные с помощью сканирования РФА СИ

(в воде озера), с $Cs/Rb = 0,7$; в растворах близлежащих источников $Li:Rb:Cs=100:18:14$ при $Cs/Rb = 0,8$. Данное соотношение щелочных элементов характерно для высокотемпературных хлоридно-натриево-калиевые высокоминерализованных вод со сложным составом газов, распространенных в кальдере Узон и относимых к первой группе вод состав которых формируется за счет мантийного источника [Арсанова, 1974].

Вариации содержаний щелочных элементов в колонке осадков озера Фумарольное изучены с помощью спектральных методов анализа (Вейвлет и Фурье анализ). Установлено, что статистически достоверные периодические составляющие в этих сигналах (порядка 450 и 50 лет) и периодические осцилляции (порядка 50 лет) прослеживаются не на всей длине колонки, а только во временном периоде 650-62 лет н.э., соответствующему этапу «мощного эндогенного регионального катастрофизма» [Мелекесцев и др., 2003]. Для этого этапа времени характерен рост вулканической активности, от региональных до планетарных масштабов. При этом цикл в 50 лет соответствует периодам появления наиболее крупных цунами (около 5 м) в начале нашей эры. Так отложения палеоцунами

фиксируется в Кроноцком заливе в прибрежном торфянике [Пинегина, 2001].

Работа поддержана: гос.заданием № VIII.72. 2.3(0330-2016-0011) при участии ЦКП «Многоэлементных и изотопных исследований ИГМ СО РАН»; грантом Междисциплинарных интеграционных исследований СО РАН №51.

Благодарности

Работа выполнена с использованием оборудования ЦКП "СЦСТИ" на базе ВЭПП-3/ВЭПП ИЯФ СО РАН, поддержанного Минобрнауки России (уникальный идентификатор проекта RFMEFI62117X0012)"

Список литературы

- Арсанова Г. И. Редкие щелочи в термальных водах вулканических областей. – Наука. Сиб. отд-ние, 1974.
- Карпов Г. А., Павлов А. Л., Кузнецов В. А. Узонгейзерная гидротермальная рудообразующая система Камчатки. Физико-химический очерк. – 1976
- Мелекесцев И. В. и др. 0-650 гг.-этап сильнейшего природного катастрофизма нашей эры на Камчатке //Вулканология и сейсмология. – 2003. – №. 6. – С. 3-23.
- Пинегина Т. К. Цунами на Тихоокеанском побережье Камчатки за последние 7000 лет: диагностика, датировка, частота //В сб. Геодинамика и вулканизм Курило-Камчатской островодужной системы. С. – 2001.

УДК 552.181 (576.66)

Новые данные о возрасте и геологическом строении Центральной Камчатской депрессии (ЦКД).

А.В. Колосков¹, М.Ю. Давыдова², Д.В. Коваленко³,
В.В. Ананьев¹

¹Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН
Петропавловск-Камчатский, Россия, e-mail:
kolosav@kscnet.ru

²Дальневосточный геологический институт ДВО РАН
Владивосток, Россия

³Институт геологии рудных месторождений, петрографии,
минералогии и геохимии РАН, Москва, Россия

Ключевые слова: Центральная Камчатская депрессия,
возраст, петрология

Введение

Интерес к этой структуре вновь возник благодаря недавно появившейся небольшой заметки, касающейся возраста и состава платоэффузивов р-на г. Юртиной и верховьев р. Озерная Камчатка – крайнего ЮЗ участка ЦКД (Волынец и др. 2016). Согласно этим материалам, возраст андезибазальтов в этом районе оценивается как миоценовый, хотя на всех геологических картах и соответствующих описаниях он дается как четвертичный (эоплейстоценовый). Возникла необходимость проверки этих данных. Ниже излагаются результаты этой проверочной работы. Кроме того было проведено детальное изучение образцов платоэффузивов, отобранных одним из авторов настоящей публикации в ходе полевых работ в районах рек Озерная Камчатка и Кунч в 1988 и 2013 годах. Полученные материалы излагаются далее на основе сравнения с имеющимся и литературным данными по адакитам и сопутствующим им породам р-на Озерной Камчатки и р. Кунч, по вулканитам Толбачинского центра, г. Николка, вулканов Бакенинг, Ничикинский и ряда объектов Ключевской группы вулканов. Анализ этих материалов позволил по-новому подойти к трактовке геологического строения рассматриваемой мегаструктуры.

Геологическое строение

Центрально-Камчатская депрессия является частью самой крупной отрицательной геологической структуры Камчатки длительного развития и сложного строения. Юго-западным её продолжением является Большерецкий грабен с вулканическим массивом Б. Ипелька, а северо-восточным – грабен прол. Литке с крупными вулканическими постройками Начикинский и

Хайлюля. Кроме того в пределах депрессии размещается южная (вулканы Ключевской, Камень, Безымянный, Острый и Плоский Толбачики) и северная (вулканы Шивелуч, Заречный, Харчинский) ветви Ключевской группы вулканов, одиночный стратовулкан Николка и многочисленные базальтовые и андезибазальтовые шлаковые конусы и небольшие щитовые вулканы ареального типа. Общая длина этой структуры около 1700 км, а ширина варьирует от 5 до 100 км. С юго-востока депрессия ограничивается Восточным хребтом, а с северо-запада - трогами Срединного хребта Камчатки. Непосредственным её обрамлением по обоим бортам являются верхнемиоцен-плиоценовые вулканиты алнейской серии, а также близкие по возрасту породы тумракской, щапинской и старожевской свит. В р-не верховьев р. Озерная Камчатка, р. Кунч по СЗ борту депрессии уступами высотой в несколько сот метров выходят платоэффузивы андезибазальтов раннеплейстоцен-голоценового возраста (по существующим представлениям). Здесь же в междуречье рек Озерная Камчатка и Правая Камчатка был обнаружен небольшой разрушенный щитовой вулкан, представленный: высоко-Nb базальтами и андезибазальтами, магниезиальными андезибазальтами, андезитами и адакитами плиоценового возраста (Перепелов и др., 2009; 2010). В целом считается, что формирование этой структуры началось в раннем или среднем миоцене, а развивается она вплоть до настоящего времени (Шанцер, 1987). В известной монографии Э.Н. Эрлиха (Эрлих, 1973) рассматривается сложное блоковое строение этой структуры и сделан вывод, что она является прогибом типа грабен-синклиналей.

В.А. Ермаков, занимавшийся анализом геофизических материалов и продуктов вулканизма ЦКД, пришел к выводу о её рифтогенной природе (Ермаков и др., 1974; 1977) Какой из этих вариантов интерпретации окажется предпочтительнее мы узнаем в ходе обсуждения полученных материалов.

Основные результаты

В той же лаборатории и теми же методами (Волынец и др. 2016) были получены новые возрастные характеристики: $6,22 \pm 0,14$ млн лет (основание плато на р. Оз. Камчатка) и $6,35 \pm 0,18$ мл. лет (основание плато на р. Кунч). Что вполне согласуется с приведенными выше результатами. На основании имеющейся у авторов базы данных и материалов (Перепелов и др., 2009) был составлен своеобразный геохимический профиль вдоль структуры ЦКД (рис. 1).

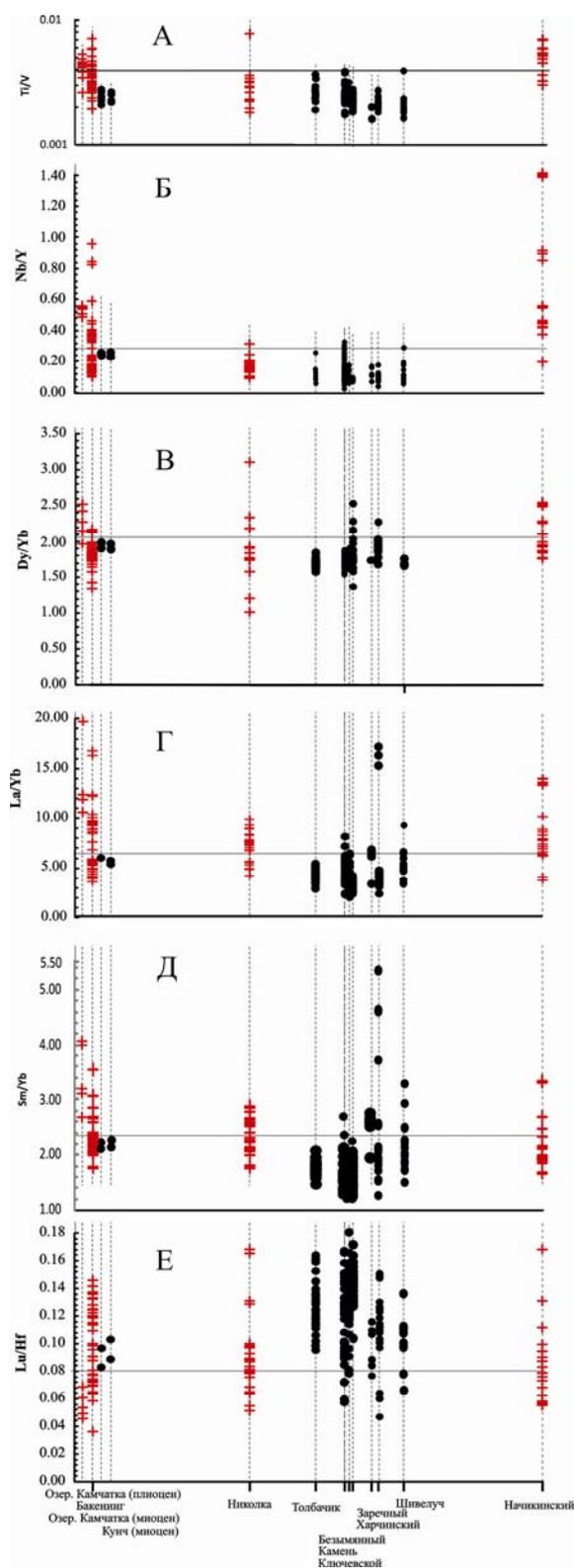


Рис. 1 – Петрологический профиль (в индикаторных соотношениях элементов) вдоль ЦКД. Выделены центры с участием пород «внутриплитного» типа.

На этом рисунке хорошо выделяются две группы пород: 1) вулканы плиоценовой щитовой постройки, составы вулканов Бакенинг,

Николка, Начикинский, с одной стороны, и 2) миоценовые платолавы Оз. Камчатки и Кунч, а также весь набор пород Ключевской группы вулканов. Первая группа характеризуется наличием внутриплитного компонента и значимых аномалий в породах повышенной щелочности по всем приведенным соотношениям. Во второй группе иногда наблюдаются только небольшие отклонения, отражающие влияние известной Берингоморской трансформной зоны разломов. По сути дела, в составе пород ЦКД мы имеем единую и, по всей вероятности, рифтогенную систему с глубинным астеносферным питанием, характерные признаки которой начинают проявляться в постмиоценовое время. Комплекс пород Ключевской группы в этом плане выглядит, как некое «чужеродное проявление» и его вряд ли можно рассматривать как типовой для этой рифтогенной системы.

Список литературы

- Вольнец, А.О., Певзнер, М.М., Коваленко, Д.В., и др. 2016. Первые данные о возрасте, геохимических и минералогических характеристиках платоэффузивов г. Юртиной (Срединный хребет Камчатки). Материалы ежегодной конференции, посвященной Дню вулканолога «Вулканизм и связанные с ним процессы» Петропавловск-Камчатский ИВиС ДВО РАН. С. 21–23.
- Ермаков, В.А., Милановский, Е.Е., Таракановский, А. 1974. Значение рифтогенеза в формировании четвертичных вулканических зон Камчатки Вестник МГУ. Сер. Геол. №3. С. 3–20
- Ермаков, В.А. 1977. Формационное расчленение четвертичных вулканических пород. М.: Недра. 225 с.
- Перепелов, А.Б., Татарников, С.А., Павлова, Л.А., и др. 2009. НЕВ-адакитовый вулканизм Центральной Камчатской Депрессии. Вулканизм и геодинамика. IV Всероссийский симпозиум по вулканологии и палеовулканологии. Материалы симпозиума. г. Петропавловск-Камчатский. Т. 2. С. 449–454.
- Перепелов, А.Б., Татарников, С.А., Павлова, Л.А., и др. 2010. НЕВ-адакитовый вулканизм Камчатки: новые изотопно-геохронологические и минералого-геохимические данные, условия развития. Новые горизонты в изучении процессов магмо- и рудообразования. Материалы научной конференции. М.: ИГЕМ РАН. С. 136–137.
- Эрлих, Э.Н. 1973. Современная структура и четвертичный вулканизм западной части Тихоокеанского кольца. Новосибирск: «Наука» Отв. ред. Рудич, К.Н. 244 с.

УДК 550.21:550.34

К динамической модели магматического очага под Узон-Гейзерной депрессией

Ю.А. Кугаенко¹, В.Л. Леонов²

¹ Федеральный исследовательский центр «Единая геофизическая служба Российской Академии наук», Камчатский филиал, Петропавловск-Камчатский, Россия. ku@emsd.ru

² Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский, Россия.

Ключевые слова: магматический очаг, миграция, разлом, кальдера, Камчатка.

Узон-Гейзерная вулcano-тектоническая депрессия (УГД) представляет собой вулканическую впадину овальных очертаний, вытянутую в широтном направлении и имеющую размеры по кромке ограничивающих ее уступов 9×18 км. Над восточным бортом депрессии возвышается сложный средне-верхнеплейстоценовый вулканический массив Кихпиныч, который состоит из нескольких слившихся разновозрастных вулканических сооружений (Брайцева и др., 1991).

УГД состоит не менее чем из 6 отдельных разновозрастных кальдер, образовавшихся от 278 до 40 тыс. лет назад. Магматический очаг под УГД детально изучен геологическими и петрологическими методами. Посткальдерный этап истории депрессии характеризуется бимодальным вулканизмом из-за широкого развития в этом районе пород основного (базальтоидного) и кислого (дацит-риолитового) состава (Леонов, Гриб, 2004). В пределах УГД на посткальдерном этапе базальты изливались в основном у границ депрессии и за ее пределами, что может указывать на существование верхнекорового очага, который выполнял экранирующую роль для нижнекоровых расплавов.

Новые данные об очаге под УГД получены в результате микросейсмической съемки и применения метода низкочастотного микросейсмического зондирования (ММЗ) (Кугаенко и др., 2015).

Кратко проследим эволюцию модельных представлений о коровом очаге под УГД.

Геологическая модель (Богоявленская, Эрлих, 1974). На основе изучения покровов игнимбритов делается вывод о существовании крупного периферического очага под районом депрессии.

Динамическая модель (Эрлих, 1974). Предполагается латеральная миграция очага

кислой магмы с востока на запад по широтной зоне разломов в эпоху кальдерообразующих выбросов кислой пирокластики.

Структурная модель (Белоусов и др., 1983, Леонов, 1982). По системе даек, связанных с дугowymi разломами ограничения кальдеры, определена геометрия очага (линейные размеры, глубина залегания верхней кромки).

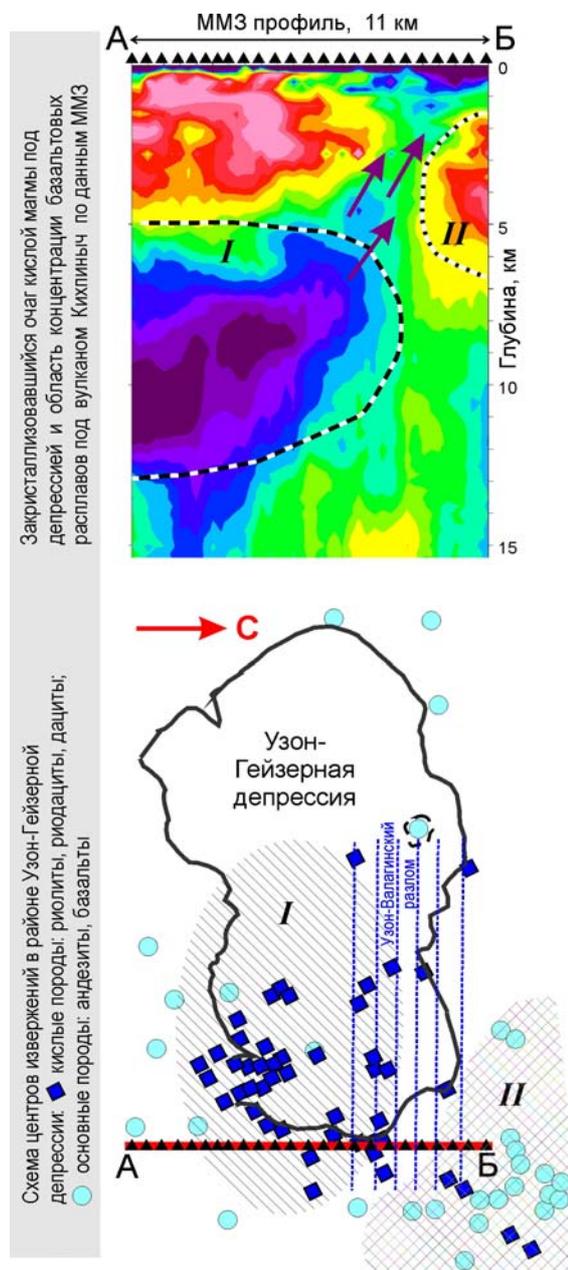


Рис. 1 – Положение кислого закристаллизовавшегося магматического очага под восточной частью УГД (I) и очага базальтоидов под вулканом Кихпиныч (II) по данным ММЗ и по распределению эруптивных центров контрастного состава. Представлен субмеридиональный ММЗ-разрез. Треугольники – реперы микросейсмической съемки.

Петрологическая модель (Леонов, Гриб, 1998; 2004). Восстановлена история развития

очага со среднечетвертичного времени. Подтверждена зональность магматической камеры.

Геофизическая модель по ММЗ (Кугаенко и др., 2015). Идентифицирована и пространственно определена область очага под УГД; он наследует положение центра кислого вулканизма докальдерного времени. Подтверждено, что очаг к настоящему времени закристаллизовался и представляет собой интрузив сложной формы. Выявлен периферический магматический очаг вулканического массива Кихпиныч на глубине 5–12 км.

По результатам ММЗ выявлены наклонно восходящие ответвления магматического очага. Мы приводим вероятный сценарий возникновения этих структур.

По геологическим данным Узон-Валагинский субширотный разлом рассматривается как своего рода барраж для распространения очага на север. В то же время субширотные разрывные нарушения, контролируемые этим разломом, могут являться проводниками кислой магмы вдоль линии простирания Узон-Валагинского разлома (сбросо-сдвига), что соответствует *динамической модели* латеральной миграции очага от района Гейзерной кальдеры к Узону по (Эрлих, 1974). Мы предполагаем, что центры кислого вулканизма, расположенные на рис. 1 севернее очаговой зоны, возникли в результате распространения магмы по эшелонированной системе наклонных разрывов, относящихся к полосе Узон-Валагинского разлома (Леонов, 1982). В ходе растяжения и опускания южного крыла разлома происходило, по-видимому, выжимание вещества из магматической камеры и распространение его по наиболее ослабленной трещиноватой зоне разлома. Прорывы магмы к поверхности сопровождалась извержениями и образованием новых эруптивных центров дацит-оливитового состава.

Таким образом, комплексная интерпретация данных ММЗ, тектоники и имевшихся ранее геолого-петрологических представлений позволяют дополнить *динамическую модель* очага и формирования магматических тел в недрах УГД (рис. 2). Впервые выявлены наклонные относительно высокоскоростные структуры, которые увязаны с данными о тектонике района, что позволило предложить модель выжимания магмы из очага под действием тектонических процессов.

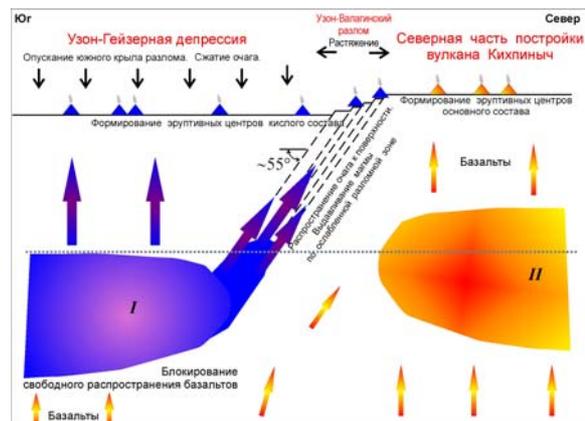


Рис. 2 – К модели формирования магматических тел в недрах Узон-Гейзерной депрессии: выжимание вещества из магматической камеры I и его распространение к поверхности по трещинным зонам Узон-Валагинского разлома на посткальдерном этапе развития депрессии (схема соответствует разрезу вдоль ММЗ-профиля, рис.1). Область II – периферический очаг, питающий базальтоидные извержения Кихпинычского вулканического центра и вулкан Кихпиныч. Точечный пунктир – граница кристаллического фундамента (глубина ~7–8 км).

Список литературы

- Белоусов, В.И., Гриб, Е.Н., Леонов, В.Л. (1983) Геологические позиции гидротермальных систем Долины Гейзеров и кальдеры Узон. Вулканология и сейсмология. № 1. С. 65–79.
- Брайцева, О.А., Флоренский, И.В., Вольнец, О.Н. (1991) Вулкан Кихпиныч. Действующие вулканы Камчатки. Том 2. М.: Наука. С. 74–93.
- Богоявленская, Г.Е., Эрлих, Э.Н. (1974) Петрология вулканических пород. Вулканизм, гидротермальный процесс и рудообразование. М.: Недра. С. 37–50.
- Кугаенко, Ю.А., Салтыков, В.А., Горбатилов, А.В., Степанова, М.Ю. (2015) Развитие модели района Узон-Гейзерной вулcano-тектонической депрессии и вулкана Кихпиныч (Камчатка) по результатам совместного анализа данных микросейсмического зондирования и локальной геодинамической активности. Физика Земли. № 3. С. 89–101. DOI: 10.7868/S0002333715030096
- Леонов, В.Л. (1982) Разрывные нарушения Узон-Гейзерной депрессии. Вулканология и сейсмология. № 4. С. 78–83.
- Леонов, В.Л., Гриб, Е.Н. (1998) Кальдеры и игнимбриты Узон-Семьячинского района, Камчатка: новые данные по результатам изучения разреза плато Широкое. Вулканология и сейсмология. № 3. С. 41–59.
- Леонов, В.Л., Гриб, Е.Н. (2004) Структурные позиции и вулканизм четвертичных кальдер Камчатки. Владивосток: Дальнаука. 189 с.
- Эрлих, Э.Н. (1974) Генезис магмы и динамическая модель формирования Узон-Гейзерной депрессии. Вулканизм, гидротермальный процесс и рудообразование. М.: Недра. С. 246–249.

УДК [551.24+550.34]:551.21+550.4

Сейсмическая активизация и петрология пород Удинских вулканов

Ю.А. Кугаенко¹, В.А. Салтыков¹, Т.Г. Чурикова^{2,3},
Б.Н. Гордейчик^{3,4}, Г. Вёрнер³

¹ Камчатский филиал Геофизической службы РАН,
Петропавловск-Камчатский, Россия. ku@emsd.ru

² Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН,
Петропавловск-Камчатский, Россия

³ Отделение геохимии Центра наук о Земле, Гёттингенский
университет, Германия

⁴ Институт экспериментальной минералогии РАН,
Черноголовка, Россия

Ключевые слова: Камчатка, Удина, вулканология,
сейсмология, геохимия.

С октября 2017 г. в зоне Удиных сопков впервые за время инструментальных сейсмологических наблюдений происходит сейсмическая активизация (Салтыков и др., 2018) с достижением экстремального уровня в ноябре 2017 г. – марте 2018 г. (рис. 1). Динамика сейсмичности оценивалась по методике (Салтыков, 2011). В октябре – ноябре 2017 г. область Удинской сейсмической активизации была не связана с вулканом Плоский Толбачик. С 01.10.2017 г. по 01.05.2018 г. зафиксировано более 600 землетрясений, из них ~180 событий представительного класса $K_S \geq 4,2$. Скорость сейсмического потока в 80-100 раз превысила среднемноголетнюю. Максимум энергетического класса землетрясений $K_S=7,5$ наблюдался 22.03.2018 г. Более 75% событий произошло на глубинах до 10 км. Точность определения координат землетрясений составила в среднем ~3 км для эпицентров и 3-4 км по глубине.

В настоящее время, в мае 2018 г., эпицентры формируют два кластера СЗ простирания, субпараллельных с предполагаемым разломом (Тимербаева, 1967), на котором располагаются Толбачинские и Удинские вулканы. Однако сильнейшие сейсмические события концентрируются под южным и восточным секторами Большой Удины на глубине до 10 км.

Сейсмическая активизация свидетельствует о нарушении стационарного состояния среды под ЮВ сектором КГВ, что может быть связано с внедрением магмы под Удинские вулканы по упомянутому разлому. Сложившаяся ситуация – типичный случай “volcanic unrest” (Diefenbach et al., 2009; Phillipson et al., 2013) и может являться предвестником извержения.

В 2014 и 2016 гг. были опробованы породы

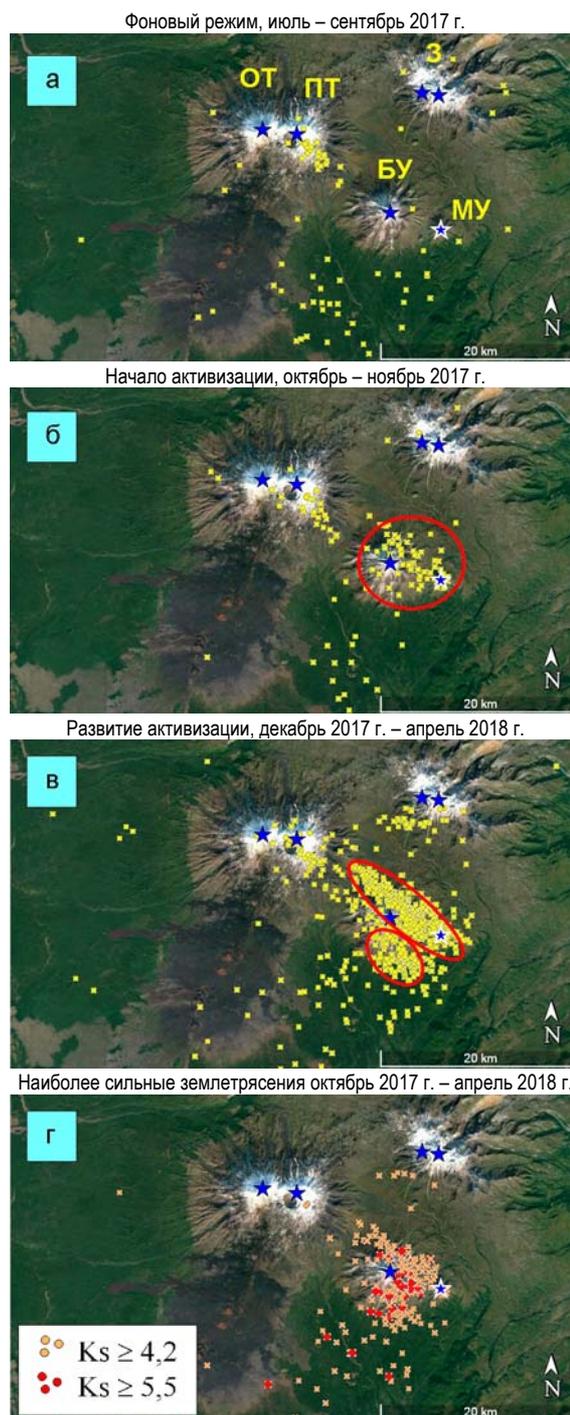


Рис. 1 – Различные этапы и наиболее сильные землетрясения Удинской сейсмической активизации.

Удиных сопков. Образцы анализировались в Отделении геохимии Гёттингенского университета (Churikova et al., 2017). При всем разнообразии пород КГВ, где каждый вулкан имеет собственное распределение макро- и микроэлементов, оказалось, что тренды пород Удиных сопков и Безымянного вулкана практически совпадают (рис. 2), а их спайдер-диаграммы очень близки (рис. 3).

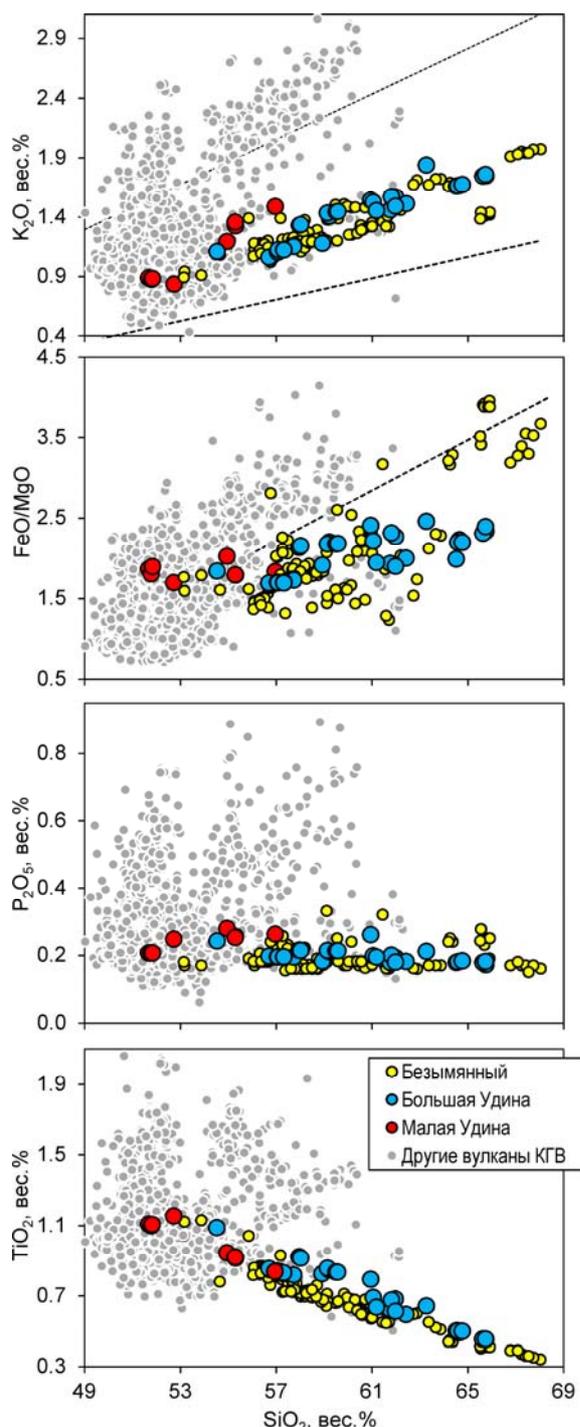


Рис. 2 – Диаграммы Харкера для пород КГВ.

Удины сопки не имеют следов голоценовых извержений и считаются потухшими вулканами. Однако во время полевых работ было отмечено, что распространенные здесь экстрезии являются наложенными. Следовательно, активизация магматического очага может привести к образованию экстрезии на потухшем вулкане.

Состав пород вулкана во многом определяет тип извержений, поэтому найденное совпадение трендов пород Удиных сопки и опаснейшего

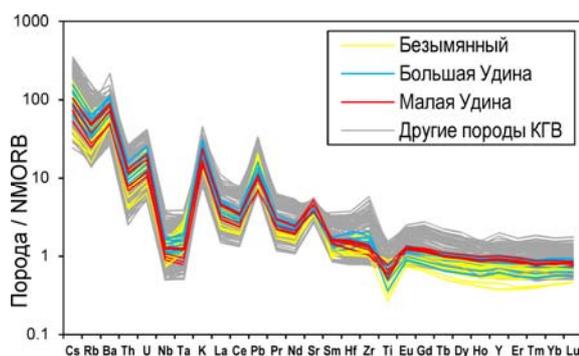


Рис. 3 – Спайдер-диаграммы для пород КГВ.

вулкана Безымянного заставляет с пристальным вниманием отнестись к Удинской сейсмической активизации и ее дальнейшей эволюции.

В связи с этим крайне желательным представляется начало систематического и многопланового изучения Удиных сопки – ведь после книги (Тимербаева, 1967) эти вулканы были практически забыты исследователями и не упоминались в литературе. Необходимо срочно расширить наблюдения за Удинской сейсмической активизацией: увеличить число регистрирующих станций с оптимизацией их размещения, так как есть вероятность, что обнаруженные кластеры СЗ простирания могут оказаться просто артефактами однобокой конфигурации регистрирующей сети. Использование наклономеров и привлечение InSAR-наблюдений может прояснить суть происходящих тектонических процессов. Наконец, дальнейшие петрологические и изотопные исследования могут определить возраст построек Удинских вулканов и их экстрезий, что дало бы важную информацию для прогноза возможных событий.

Работа выполнена при поддержке грантов РФФИ 16-55-12040 и 17-55-50005, а также гранта DFG Wo 362/51-1.

Список литературы

- Салтыков, В.А. (2011) Статистическая оценка уровня сейсмичности: методика и результаты применения на примере Камчатки. Вулканология и сейсмология. № 2. С. 53–59.
- Салтыков, В.А. и др. (2018) Удинская сейсмическая активизация 2017-2018 гг. Вестник КРАУНЦ. Вып. 37. № 1. С. 5–7.
- Тимербаева, К.М. (1967) Петрология Ключевских вулканов на Камчатке. М.: Наука, 1967. 209 с.
- Churikova, T. et al., (2017) Geochemical evolution of Bolshaya Udina, Malaya Udina, and Gorny Zub volcanoes, Klyuchevskaya Group (Kamchatka). Geophys. Res. Abstr. 19. EGU2017-10691.
- Diefenbach, A. et al., (2009) Chronology and references of volcanic eruptions and selected unrest in the United States, 1980-2008. USGS OFR 2009-1118. 85p.
- Phillipson, G. et al., (2013) Global volcanic unrest in the 21st century: An analysis of the first decade. J. Volc. Geoth. Res. 264. P. 183–196.

УДК 551.21+550.4

Ультравысоконикелевые оливины лав Восточных конусов

Т. Нишизава¹, Х. Накамура^{1,2}, Т.Г. Чурикова^{3,4},
Б.Н. Гордейчик^{4,5}, О. Ишизука⁶, Х. Ивамори^{1,2}

¹ Токийский технологический институт, Токио, Япония

² Японское агентство морских и земных наук и технологий, Канагава, Япония

³ Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский, Россия. tchurikova@mail.ru

⁴ Отделение геохимии Центра наук о Земле, Гёттингенский университет, Германия

⁵ Институт экспериментальной минералогии РАН, Черноголовка, Россия

⁶ Институт землетрясений и геологии вулканов Геологической службы Японии, Цукуба, Япония

Ключевые слова: Камчатка, оливин, никель, вулканизм, субдукция

Современная геометрия плит в северо-западном Тихоокеанском регионе сложна и слабо изучена. Камчатка расположена на северо-восточном сочленении Евразийской Североамериканской и Тихоокеанской плит, где субдуцирует Тихоокеанская плита, а вместе с ней и Императорский подводный хребет. Предполагается, что пододвигающийся под северную часть Камчатки Императорский хребет может вносить дополнительный вклад в источники извергающихся пород (Churikova et al., 2001, 2007; Kayzar et al., 2014).

В (Nishizawa et al., 2017) представлены первые геохимические данные исследования моногенных Восточных конусов (ВК), расположенных к востоку от КГВ и к северу от вулканов Высокий и Гамчен (Федоренко, 1969; Успенский и Шапиро, 1984). Глубина субдукционной зоны в районе ВК – 50-80 км (Gorbatov et al., 1997). В породах ВК были найдены оливины с ультравысоким содержанием никеля – до 6300 ppm (Nishizawa et al., 2017). Образование оливинов со столь высоким содержанием никеля интерпретируется как следствие субдукции Императорского хребта.

Результаты

Породы ВК представлены ОI и ОI-Срх базальтами и андезибазальтами, PI во крапленниках не встречаются. Несмотря на петрографическую схожесть лав ВК, их составы разнообразны: высоко-Mg базальты, высоко-Al базальты (НАВ), высоко-Mg андезибазальты (НМА), базальты (В), андезибазальты. Все породы, кроме НАВ имеют примитивные составы ($FeO/MgO < 1$, $Mg\# > 0,63$). Распределение микроэлементов в лавах ВК типично островодужное, с характерным обогащением по

LILE и обеднением по HFSE. Все HREE близки и хорошо воспроизводятся плавлением безводной обедненной мантии MORB. Sr-Nd-Pb изотопные отношения в лавах ВК близки между собой, имеют составы близкие NMORB ($^{143}Nd/^{144}Nd$ – от 0,51307 до 0,51311, $^{87}Sr/^{86}Sr$ – от 0,70330 до 0,70362) и находятся в пределах ранее опубликованных полей (Churikova et al., 2001). Согласно K-Ar и $^{40}Ar/^{39}Ar$ датированию, лавы ВК извергались в среднем – позднем плейстоцене (0,73-0,12 Ma).

Микрозондовые исследования обнаружили, что фенокристаллы ОI из пород высоко-Mg андезибазальтов (НМА) с форстеритом Fo_{88-90} содержат необычно высокие концентрации Ni (2500-6300 ppm), что превышает концентрации этого элемента в аналогичных по форстериту оливинах из базальтов (группа В, максимальные концентрации Ni – 2900 ppm) более, чем в 2 раза (Рис. 1)! Столь высокие содержания никеля в оливинах обнаружены впервые.

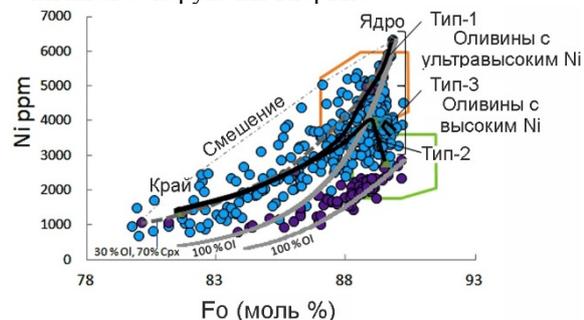


Рис. 1 – Зависимость содержания никеля от форстерита оливина в высоко-Mg андезибазальтах (голубые символы) и в базальтах (фиолетовые символы). Черные линии указывают на три типа зональности оливинов.

Обсуждения и выводы

Возраст Тихоокеанской плиты около Камчатки колеблется, по мнению разных авторов, от 80 до 100 Ma (Davaille & Lees, 2004; Селиверстов, 2009), и океаническая плита такого возраста обычно не дегидратирует на столь малой глубине, что не согласуется с присутствием здесь активного вулканизма. Согласно новым температурным моделям процессов, происходящих в субдукционных зонах, включающим формирование и перенос субдукционного флюида, температура поверхности погружающейся плиты под ВК на глубине 50-80 км составляет менее 400°C. При таких температурах флюиды не могут перемещаться в мантийный клин. Океаническая литосфера исследуемого района вокруг подводных блоков Детройт и Мейджи тоньше на 10–30% в сравнении с окружающим регионом (Davaille & Lees, 2004), что может приводить к нагреву плиты именно в этом регионе. В дополнение, обновление плиты мантийным

плюмом было предложено на основании измерений теплового потока в этом районе (в т.ч. Manea & Manea, 2007).

Содержания H_2O в породах составило 2-7 вес. % (Tatsumi, 1982). Оценки температуры поверхности океанической плиты по H_2O/Ce термометру (Cooper et al., 2012) составили 620 – 730°C, что не предполагает участия расплава плиты в источниках исследуемых пород. Подводный блок Детройт (Workman & Hart, 2005) содержит пикритовые базальты, которые значительно обогащены Ni (~1300 ppm Ni). При субдукции таких гор флюиды будут обогащены по Ni и Si, производя соответственно высоко-Si и высоко-Ni расплавы. Кроме того, результаты количественной инверсионной модели показывают, что микроэлементы лучше согласуются с флюидом, отделившимся от массива Детройт, чем от измененной Тихоокеанской плиты.



Рис. 2 – Поперечное сечение северной части зоны субдукции Камчатки и схематическая модель формирования лав ВК.

Наши исследования показали, что породы с адакитовыми признаками могут формироваться не только при плавлении субдуцируемой плиты, но также при существенном влиянии на состав флюида субдуцируемых подводных гор, погружающихся под океанические дуги, формируя локальные вулканические проявления. Условия плавления и кристаллизации лав ВК предполагают локальное влияние теплой погружающейся плиты и относительно холодный перекрывающий мантийный клин. Эти условия способствуют формированию гетерогенных по химическому составу флюидов в мантийных источниках пород. Разрушение погружающихся подводных гор вызывает подъем флюидов, обогащенных по SiO_2 , которые поступают по трещинам в мантийный перидотит и формируют перидотит-пироксенитовые мантийные источники, формируя локальный магматизм с широкими вариациями составов изверженных пород (Рис. 2).

Работа выполнена при поддержке грантов РФФИ 13-05-92104, 16-55-12040 и 17-55-50005, а также гранта DFG Wo 362/51-1.

Список литературы

- Селиверстов, Н.И. (2009) Геодинамика зоны сочленения Курило-Камчатской и Алеутской островных дуг. Петропавловск-Камчатский: КамГУ. 191 с.
- Успенский, В.С., Шапиро, М.Н. (1984) Позднечетвертичный ареальный вулканизм хребта Кумроч (восточная Камчатка). Вулканология и сейсмология. № 1. С. 57–66.
- Федоренко, С.И. (1969) Вулканические образования северо-западного побережья Камчатского залива. Бюллетень вулканологических станций. № 45. С. 53–56.
- Churikova, T., Dorendorf, F., Wörner, G. (2001) Sources and Fluids in the Mantle Wedge below Kamchatka, Evidence from Across-arc Geochemical Variation. *Journal of Petrology*. 42 (8). P. 1567–1593. <http://doi.org/10.1093/petrology/42.8.1567>.
- Churikova, T., Wörner, G., Mironov, N., Kronz, A. (2007) Volatile (S, Cl and F) and fluid mobile trace element compositions in melt inclusions: implications for variable fluid sources across the Kamchatka arc. *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 154 (2). P. 217–239. <http://doi.org/10.1007/s00410-007-0190-z>.
- Cooper, L.B., Ruscitto, D.M., Plank, T. et al. (2012) Global variations in H_2O/Ce : 1. Slab surface temperatures beneath volcanic arcs. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*. 13 (3). P. 1–27. <http://doi.org/10.1029/2011GC003902>.
- Davaille, A., Lees, J.M. (2004) Thermal modeling of subducted plates: tear and hotspot at the Kamchatka corner. *Earth and Planetary Science Letters*. 226 (3). P. 293–304. <http://doi.org/10.1016/j.epsl.2004.07.024>.
- Gorbatov, A., Kostoglodov, V., Suárez, G., Gordeev, E. (1997) Seismicity and structure of the Kamchatka Subduction Zone. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*. 102 (B8). P. 17883–17898. <http://doi.org/10.1029/96JB03491>.
- Kayzar, T.M., Nelson, B.K., Bachmann, O. et al. (2014) Deciphering petrogenic processes using Pb isotope ratios from time-series samples at Bezymianny and Klyuchevskoy volcanoes, Central Kamchatka Depression. *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 168 (4). P. 1067. <http://doi.org/10.1007/s00410-014-1067-6>.
- Manea, V.P., Manea, M. (2007) Thermal Models Beneath Kamchatka and the Pacific Plate Rejuvenation from a Mantle Plume Impact. In: Eichelberger J. et al. (Eds.) *Volcanism and Subduction: the Kamchatka Region*. AGU Geophys. Monogr. Ser. 172. P. 77–89.
- Nishizawa, T., Nakamura, H., Churikova, T., et al. (2017) Genesis of ultra-high-Ni olivine in high-Mg andesite lava triggered by seamount subduction. *Scientific Reports*. 7 (11515). P. 1–11. <http://doi.org/10.1038/s41598-017-10276-3>.
- Tatsumi, Y. (1982) Origin of high-magnesian andesites in the Setouchi volcanic belt, southwest Japan, II. Melting phase relations at high pressures. *Earth and Planetary Science Letters*. 60 (2). P. 305–317. [http://doi.org/10.1016/0012-821X\(82\)90009-7](http://doi.org/10.1016/0012-821X(82)90009-7).
- Workman, R.K., Hart, S.R. (2005) Major and trace element composition of the depleted MORB mantle (DMM). *Earth and Planetary Science Letters*. 231 (1) P. 53–72. <http://doi.org/10.1016/j.epsl.2004.12.005>.

УДК 552.1+550.4+549:553.33(282.257.21)

Результаты исследований «внутриплитного» вулканизма Камчатки за последние 20 лет

А.Б. Перепелов¹, М.Ю. Пузанков²¹ Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, Иркутск, Россия. alper@igc.irk.ru² Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский, Россия**Ключевые слова:** внутриплитный магматизм, геохимия, геодинамика, Камчатка.

Вулканические комплексы пород, имеющие вещественные признаки, сходные с магматизмом внутриплитных геодинамических обстановок, были обнаружены на Камчатке в ходе геологосъемочных работ и изучались О.Н. Волинцом с 1976 по 1998 гг. В этот период О.Н. Волинцом были типизированы и исследованы щелочно-оливин-базальтовые и щелочно-базальт-трахит-командитовые серии Срединного хребта Камчатки, щелочные базальтоидные комплексы Восточной Камчатки и обширный ареал калиевого и К-На щелочного магматизма Западной Камчатки. Итогом выполненных исследований было получение доказательств о проявлениях на определенных этапах развития активной континентальной окраины в кайнозойе магм с «внутриплитными» геохимическими признаками, даны их вещественные и минералогические характеристики и сделаны выводы, касающиеся их геодинамической природы (Волинец, 1990, 1993; Volynets, 1994).

Работы, проведенные О.Н. Волинцом, явились пионерскими и определили направления дальнейших исследований «внутриплитного» вулканизма Камчатки.

За последние двадцать лет данные о «внутриплитном» вулканизме Камчатки были существенно дополнены. Открыты и изучены новые ареалы его проявлений, установлены изотопные особенности источников магм.

Значительную роль в развитии этого направления имели работы нескольких научных групп. Это исследования, проведенные Т.Г. Чуриковой (Churikova et al., 2001), М.В. Портнягиным (Hoernle, Portnyagin et al., 2009), А.Б. Перепеловым (Перепелов, 2007, 2014), А.О. Волинцем (Volynets et al., 2010), А.В. Колосковым (Колосков и др., 2011, 2013), Г.Б. Флеровым (Флеров и др., 2014, 2016), Г.П. Авдейко (Авдейко и др., 2010) с участием многих других ученых.

В целом, вулканизм «внутриплитного» геохимического типа, проявленный на Камчатке, выделен на основании таких его вещественных отличий от типично надсубдукционного магматизма, как повышенная К-На щелочность, высокие содержания HFSE и наличие в некоторых разностях пород фельдшпатоид-содержащих минеральных парагенезисов, реже щелочных темноцветных минералов.

В последние 20 лет авторами доклада совместно с коллегами из ИВиС ДВО РАН, ИГХ СО РАН, ИЗК СО РАН, ДВГИ ДВО РАН, МГУ были установлены и исследованы новые проявления вулканизма «внутриплитного» геохимического типа на территории Западной Камчатки, проведено диоизучение щелочно-оливин-базальтовых и щелочно-базальт-трахит-командитовых комплексов пород Срединного хребта и магматизма HNB и NEB типа в Центральной Камчатской депрессии (Рис. 1).

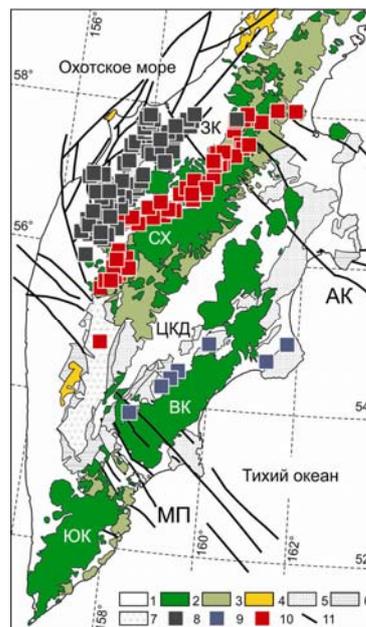


Рис. 1 – Ареалы развития «внутриплитного» вулканизма Камчатки.

1 – современные и неогеновые вулканогенно-осадочные и терригенно-осадочные отложения; 2 – плиоцен-четвертичные вулканические пояса Южной Камчатки (ЮК), Восточной Камчатки (ВК) и Срединного хребта (СХ); 3 – олигоцен?-миоценовые вулканогенные комплексы; 4 – ранне-среднеэоценовый Западно-Камчатский вулканический пояс (ЗК); 5 – палеогеновые вулканогенные, вулканогенно-осадочные и терригенно-осадочные комплексы; 6 – позднемиоценовые вулканогенные и терригенно-осадочные комплексы; 7 – гранитно-метаморфические палеозой?-мезозойские комплексы; 8-10 – ареалы «внутриплитного» вулканизма (8 - среднеэоцен-раннеолигоценый и ранне-среднеплиоценовый К-На щелочно-базальтовый, позднеэоцен-раннемиоценовый калиевый щелочной и абсарокит-шошонит-латитовый; 9 - позднемиоцен-раннеплиоценовый К-На щелочно-базальтовый; 10 - позднеплиоцен-четвертичный К-На щелочно-базальтовый); 11 – разломные дислокации.

Показано, что магматизм таких типов проявлен на этапах смены геодинамических обстановок и связан с прекращением субдукционных процессов, а также с развитием процессов деструкции литосферных плит и внутриплитной активизацией. Установлены временные интервалы развития «внутриплитного» магматизма на этапах смены геодинамических режимов. На территории Западной Камчатки последовательно проявлены К-На щелочно-базальтовый (~46-31 млн. лет), калиевый щелочной (~35-17 млн. лет), абсарокит-шошонит-латитовый (~21-6 млн. лет) и базанит-гавайитовый магматизм (~4-3 млн. лет).

Для установления роли различных источников магматического вещества в формировании «внутриплитных» магм на этапах смены геодинамических режимов в истории развития Камчатки определены изотопные характеристики Sr, Nd и Pb главных типов пород исследованных кайнозойских щелочных и субщелочных базальтоидных комплексов.

Магмы «внутриплитного» типа обладают изотопно-геохимическими признаками участия в их формировании вещества рециклированной и преобразованной океанической литосферы, обогащенного астеносферного источника и надсубдукционной литосферной мантии, мантийных резервуаров DM, PREMA и EM1 типа.

Анализ полученных данных показывает, что происхождение раннеплиоценовых базанитов Западной Камчатки отвечает модели взаимодействия источников DMM и PREMA или модели с участием умеренно деплетированного источника типа N-MORB. Магмы калиевых щелочных базальтоидов и абсарокит-шошонит-латитовой серии Западной Камчатки, также как и базальтоидные магмы островодужного геохимического типа активной окраины, по изотопным меткам соответствуют моделям взаимодействия DMM и вещества метасоматизированной литосферной мантии. Происхождение магм среднеэоцен-раннеолигоценовых К-На щелочно-базальтовых комплексов Западной Камчатки и позднеплиоцен-четвертичных К-На базальтоидов связано с процессами взаимодействия мантийных источников DMM, PREMA и EM1 ($8/4Pb=36-40$). Наиболее отчетливо участие источника EM1 фиксируется для К-На щелочных базальтоидов Восточной Камчатки ($8/4Pb=37-99$) (Вольнец и др., 1997). Изотопные данные по магматизму этапов смены геодинамических обстановок не противоречат моделям участия в магмообразовании вещества рециклированной океанической литосферы, обогащенного

астеносферного источника и преобразованной литосферной мантии. При этом из анализа изотопных меток базальтоидов надсубдукционного геохимического типа следует заключить, что состав литосферной мантии под вулканическим поясом Срединного хребта и частично под Центральной Камчатской депрессией имеет более деплетированный состав в сравнении с надсубдукционной мантий Восточной и Южной Камчатки.

Показана индикаторная роль распределения в породах элементов платиновой группы (Os, Ir, Ru, Rh, Pt, Pd) при установлении источников магматического вещества «внутриплитных» магм Камчатки, а именно рециклированного и в различной степени преобразованного вещества океанической литосферы.

В результате исследований также как и по изотопным данным, установлено, что особенности распределения ЭПГ указывают на то, что источником «внутриплитных» магм Камчатки могла быть в различной степени преобразованная и эклогитизированная океаническая литосфера. Прежние представления об участии в процессах образования щелочно-базальтовых магм Камчатки источника типа OIB (Вольнец и др., 1997; Churikova et al., 2001; Volynets et al., 2010) при этом не опровергаются, в связи с тем, что формирование источника OIB также может быть связано с вовлечением в процессы астеносферно-литосферного взаимодействия рециклированного вещества.

Предполагается, что проявления «внутриплитного» магматизма определяются на Западной Камчатке с прекращением субдукционных процессов в среднеэоцен-раннеолигоценовое время. Начиная с позднего плиоцена на дискретных временных интервалах в вулканическом поясе Срединного хребта развивается К-На щелочно-базальтовый магматизм, связанный в своем происхождении с апвеллингом плюмового вещества в область метасоматизированной мантии. Участие в магмообразовании на плиоцен-четвертичном этапе развития вулканического пояса Срединного хребта вещества плюма доказывается сходством изотопно-геохимических характеристик К-На щелочно-базальтовых магм пояса со среднеэоцен-раннеолигоценовыми щелочными базальтоидами Западной Камчатки.

Работы проведены в рамках выполнения государственного задания № АААА-А17-117041910030-7 и при финансовой поддержке РФФИ, проекты № 01-05-64206-а, 04-05-64800-а, 07-05-00959-а, 11-05-01009-а, 14-05-00717-а, 17-05-00883-а.

УДК (552.11+550.42):552.323(571.66)

Магнезиальный андезитовый и НЕВ-адакитовый вулканизм Камчатки

А.Б. Перепелов¹, М.Ю. Пузанков², С.С. Цыпукова¹,
А.А. Чащин³, П.Ю. Плечов⁴, Ю.Д. Щербаков¹,
В.О. Давыдова⁵

¹ Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН,
Иркутск, Россия. alper@igc.irk.ru

² Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН,
Петропавловск-Камчатский, Россия

³ Дальневосточный геологический институт ДВО РАН,
Владивосток, Россия

⁴ Минералогический музей им. А.Е. Ферсмана РАН, Москва,
Россия

⁵ Московский государственный университет им. М.В.
Ломоносова, геологический факультет, Москва, Россия

Ключевые слова: адакиты, магнезиальные андезиты, высококремниевые базальты.

Актуальность исследований Mg#-андезитового и НЕВ-адакитового вулканизма определяется индикаторной ролью этого типа магм для сложных геодинамических обстановок, его особыми условиями проявления, металлогеническим потенциалом и, в связи с этим, исключительным вниманием мирового геологического сообщества к проблеме его происхождения. Начиная с 1978 года, когда Роберт Кей впервые обратил внимание на необычные вещественные особенности андезитов острова Адак Алеутской островной дуги (Кей, 1978), а затем с введением для пород такого типа термина «адакиты» (Defant, Drummond, 1990), сведения о развитии адакитового магматизма в различных геодинамических обстановках стремительно пополняются.

Вопросы происхождения НЕВ-адакитового вулканизма Камчатки получили отражение в научной литературе еще в 1989 году (Kerezhinskas et al., 1989-1996) и на основе новых находок нашли дальнейшее развитие в работах О.Н. Волынец (Волынец и др., 1998-2000) и позднее других исследователей, к примеру (Авдейко и др., 2011, 2013, 2015; Portnyagin et al., 2007; Волынец и др., 2014, 2016; Перепелов и др., 2011-2014).

К настоящему времени установлено, что районы развития Mg#-андезитового и НЕВ-адакитового вулканизма на Камчатке приурочены, главным образом, к зонам поперечных разломных дислокаций или к границам литосферных плит (Рис. 1).

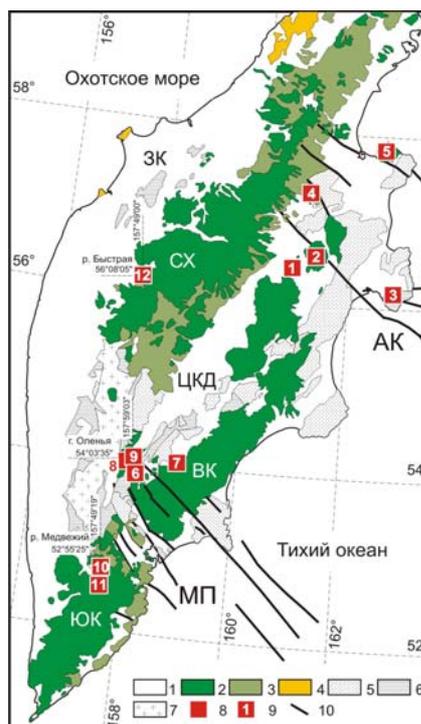


Рис. 1 – Районы развития Mg#-андезитового и НЕВ-адакитового магматизма Камчатки на схеме кайнозойских вулканических поясов.

1 – современные и неогеновые вулканогенно-осадочные и терригенно-осадочные отложения; 2 – плиоцен-четвертичные вулканические пояса Южной Камчатки (ЮК), Восточной Камчатки (ВК) и Срединного хребта (СХ); 3 – олигоцен?-миоценовые вулканогенные комплексы; 4 – ранне-среднеэоценовый Западно-Камчатский вулканический пояс (ЗК); 5 – палеогеновые вулканогенные, вулканогенно-осадочные и терригенно-осадочные комплексы; 6 – позднемиоценовые вулканогенные и терригенно-осадочные комплексы; 7 – гранитно-метаморфические палеозой?-мезозойские комплексы; 9 – районы развития Mg#-андезитового и НЕВ-адакитового магматизма: 1 – вулканы Заречный, Харчинский (Mg#-андезиты), 2 – вулкан Шивелуч (Mg#-андезиты), 3 – полуостров Камчатский Мыс (Mg#-андезиты, адакиты), 4 – Шишейский комплекс (Mg#-андезиты), 5 – вулкан Начикинский (NEB), 6 – вулкан Бакенинг (адакиты, NEB), 7 – Валагинский хребет (адакиты, NEB); 8 – междуречье рек Озерная Камчатка и Правая Камчатка (Mg#-андезиты, NEB, адакиты), 9 – г. Оленья (Mg#-андезиты, NEB, адакиты), 10 – руч. Медвежий (NEB), 11 – Саванская ареальная зона (NEB), 12 – район г. Тюрпора (Mg#-андезиты).

В ходе проведенных исследований авторов доклада на Западной и Южной Камчатке, а также в южном сегменте Центральной Камчатской депрессии в последние два десятилетия обнаружены ранее неизвестные неоген-четвертичные ареалы развития Mg#-андезитового и НЕВ-адакитового вулканизма (Рис. 1). К ним относятся ассоциация низкремнистых адакитов, Mg#-андезитов и андезибазальтов, NEB, NEBA вулканического массива в междуречье рек Озерная и Правая Камчатка (Перепелов и др., 2009-2014), ассоциация Mg#-андезитов, высококремнистых

адакитов, базальтов NEB и HNB типов вулканического массива горы Оленья и горы Большая Едома на южных флангах Центральной Камчатской Депрессии (Перепелов и др., 2013), четвертичные базальты NEB типа Южной Камчатки (вулканический конус ручья Медвежий и лавовый фундамент Саванской ареальной зоны), экструзии высококальциевых Mg#-андезитов района горы Тюрпора на Западной Камчатке.

Обнаружение новых ареалов Mg#-андезитового, адакитового и NEB вулканизма требует критического анализа или дополнений к ранее разработанным моделям геодинамического развития Камчатки в связи с особыми условиями формирования таких магм.

Результаты исследований Mg#-андезитов Камчатки приводят ряд авторов к выводам, что в их происхождении могли принимать участие примитивные высококремнистые магмы дацитового состава (Portnyagin et al., 2007). Образование примитивных кислых расплавов рассматривается в рамках адакитового магмогенеза и связывается с плавлением в водных условиях эклогитизированных фрагментов субдуцируемой океанической плиты или пироксенитов.

Авторами доклада среди вулканических комплексов южного фланга Центральной Камчатской депрессии (ЦКД) в строении вулканических массивов гор Оленья, Большая Едома и западных отрогов Валагинского хребта впервые были установлены примитивные дациты и риодациты, или высококремнистые адакиты (HSA). Породы такого состава слагают здесь крупные экструзии, дайки и реже лавовые покровы среднеплиоценового возраста в ассоциации с Mg# андезитами и базальтами NEB типа. Ареал их распространения протягивается в ЮЗ направлении вплоть до вулкана Бакенинг. Среди них выделяются Pl-Amph-Orx и Pl-Orx-Srx разности пород, Амфиболы представлены магниальными роговыми обманками (Mg# 65-75), а Orx бронзитом и гиперстеном (En₆₅₋₈₂). В виде включений в темноцветных минералах обнаруживается стекло трондьемитового состава, а в основной массе пород присутствуют выделения Qtz. Особенности распределения в породах петрогенных и редких элементов заключаются в их повышенной магниальности (Mg# 64-52), высокой натровой щелочности, обеднении REE, Y и повышенных концентрациях Sr (Sr/Y=50-90).

Условия развития Mg#-андезитового и NEB-адакитового вулканизма в южной части ЦКД могут быть рассмотрены с позиций существующих моделей формирования примитивных плиоцен-четвертичных магм на

северном фланге ЦКД и зоне Алеутско-Камчатского сочленения (Portnyagin et al., 2007). Развитие Малко-Петропавловской поперечной зоны, связанное с нарушением сплошности субдуцируемой океанической литосферы, также могло послужить причиной взаимодействия астеносферного вещества с эклогитизированным слэбом и привести к формированию NEB и Mg#-андезитоидных магм на южном фланге ЦКД. Для принятия этой модели следует снять ряд ограничений. Другой моделью может служить предположение о вовлечении в процессы плавления вещества океанической плиты Кула, деструкция и погружение фрагментов которой после способны объяснить характер локализации NEB и Mg#-андезитового магматизма.

Предложена «эклогитовая» модель формирования расплавов Mg# андезитовой и NEB-адакитовой вулканических ассоциаций южного фланга ЦКД. Погружение в позднем миоцене или раннем-среднем плиоцене деструктивных фрагментов океанической литосферной плиты в область астеносферной мантии в структуре Малко-Петропавловской зоны поперечных разломных дислокаций вызывает последовательные фазовые преобразования вещества плиты. В процессе погружения литосферного фрагмента происходит амфиболитизация океанической коры, породы которой преобразуются в Amph габбро с возникновением кварц-содержащих прожилков, затем при погружении в область более высоких давлений происходит формирование Grt содержащих эклогитизированных габбро, в них формируется прожилкование с коэзитом, цоизитом и рутилом, и в завершение процесса образуются безводные эклогиты, что влечет за собой прекращение процессов расплавообразования. На первом этапе преобразований вблизи границы фазовых переходов в условиях последовательного снижения степени плавления формируются магмы Mg# андезибазальтов, Mg# андезитов и высококремнистых адакитов, на заключительных этапах фазовых трансформаций происходит образование NEB, HNB и низкокремнистых адакитов. Вовлечение в процессы маглообразования цоизита и рутила и формирование гранатового рестита определяют повышенные содержания в расплавах Ti, HFSE, Sr и других LILE компонентов в низкокремнистых адакитах.

Работы проведены в рамках выполнения государственного задания № АААА-А17-117041910030-7 и при финансовой поддержке РФФИ, проекты № 11-05-01009-а, 14-05-00717-а, 17-05-00883-а.

УДК 551.21

Паужетская кальдера (Южная Камчатка): геохимические исследования игнимбригов и тефры дали возможность оценить магнитуду и возраст кальдерообразующего извержения

В.В. Пономарева¹, М.В. Портнягин^{2,3},
Н.В. Бубенщикова⁴, Е.А. Зеленин⁵, А.Д. Деркачев⁶

¹Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН,
Петропавловск-Камчатский, Россия ponomareva@kscnet.ru

²GEOMAR Helmholtz Centre for Ocean Research, Киль,
Германия

³Институт геохимии и аналитической химии им. В.И.
Вернадского РАН, Россия

⁴Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва,
Россия

⁵Геологический институт РАН, Москва, Россия

⁶Тихоокеанский океанологический институт им. В.И.
Ильичева ДВО РАН, Владивосток, Россия

Ключевые слова: тефра, Камчатка, Паужетка, микрозонд,
LA-ICP-MS.

Сильное эксплозивное извержение – это самое экстремальное из вулканических явлений. Продукты такого извержения представлены в основном тефрой, которая может разноситься на расстояния многих тысяч километров. Поскольку для подавляющего большинства прошлых извержений тефра дальнего разноса пока не установлена, оценка объема их продуктов проводится лишь на основе картирования проксимальных отложений, что приводит к серьезной недооценке масштаба этих извержений. В полной мере это относится к Камчатке, где летопись доголоценовых эксплозивных извержений содержит лишь пару десятков датированных событий, объемы продуктов и магнитуды которых неизвестны. Мы представляем новые данные о магнитуде и возрасте извержения, приведшего к образованию грандиозной (27×18 км) Паужетской кальдеры на юге Камчатки. Эти оценки удалось получить на основе геохимической характеристики проксимальных игнимбригов и корреляции их с широко распространенной тефрой, найденной в осадках прилегающих к Камчатке акваторий.

В процессе работ по проекту РНФ «Масштаб и периодичность катастрофических эксплозивных извержений в островодужных системах Северной Пацифики» мы проанализировали с помощью электронного микрозонда (EMP) вулканическое стекло из всех

прослоев тефры, вскрытых пятью морскими колонками в северо-западной части Тихого океана и в Охотском море (Рис. 1).

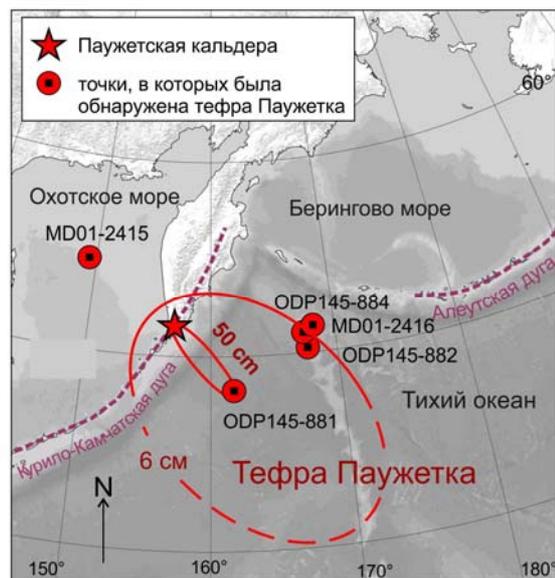


Рис. 1 – Распространение тефры Паужетка.

Широко распространенный горизонт тефры с возрастом ~450 тыс. лет (грубая оценка по Morley et al., 1995) был установлен нами во всех кервах к юго-востоку от Камчатки, а в колонке MD01-2415 в Охотском море была обнаружена идентичная по составу криптотефра (Bubenshchikova et al., 2015). Стекло во всех образцах этой тефры имеет умеренно-калиевый риолитовый состав (Рис. 2а) и характеризуется островодужным характером распределения микроэлементов с выраженным минимумом Eu и преобладанием легких редкоземельных элементов над средними и тяжелыми (Рис. 2б). Судя по тому, что максимальная мощность тефры (50 см) обнаружена в колонке 881, мы полагаем, что ось пеплопада прошла в юго-восточном направлении, а криптотефра в Охотском море образовалась в результате переотложения вынесенного в море реками свежего пирокластического материала. Характер площадного распространения тефры и ее возраст позволил предположить, что она связана с Паужетской кальдерой, для игнимбригов которой был ранее получен Ag/Ag возраст 448±20 тыс. лет (Bindeman et al., 2010). К сожалению, это предположение не удавалось подтвердить, поскольку игнимбриги сильно изменены и не содержат свежего стекла, состав которого можно было бы напрямую сравнить с составом стекла из удаленной тефры. М.В. Портнягиним была разработана новая методика анализа микроэлементов методом LA-ICP-MS на основе нормализации состава к 100%, что

сделало возможным анализ дефитрифицированного стекла измененных туфов без необходимости внешней стандартизации на основе данных EMP. Расширение числа анализируемых элементов до 41 по сравнению с 10, обычно анализируемых EMP, позволило расширить возможности геохимической типизации и сравнения со стеклом в удаленных пеплах. Особенно

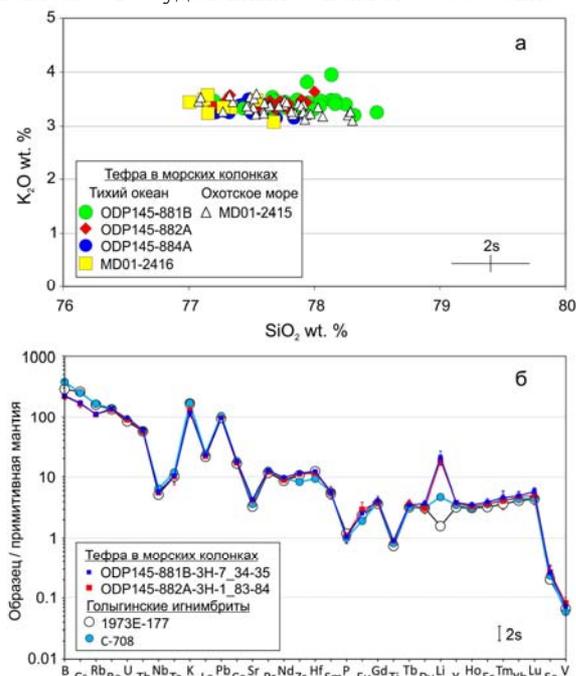


Рис. 2 – Состав продуктов кальдерообразующего извержения: а) стекло из тефры в различных колонках (EMP); б) игнимбриты и стекло из тефры (LA-ICP-MS)

эффективным оказалось использование микроэлементов, которые характеризуются слабой подвижностью при низкотемпературных изменениях пород, и позволяют напрямую сравнивать составы дефитрифицированного стекла в игнимбрите и стекла в тефре. Элементы В, As, К, Cs, Ва, U, Sr, Eu, Li в основной массе игнимбрита сильно варьируют (до порядка величины) и следовательно характеризуются подвижностью при вторичном изменении. Другие микроэлементы (Th, Nb, Та, Zr, Hf, PЗЭ, Y, Sc) показывают вариации в пределах всего 10-20%, что характеризует эти элементы как консервативные при вторичном изменении и позволяет предположить, что они характеризуют исходный состав стекла туфа. Содержание стабильных элементов в измененной основной массе игнимбритов оказалось практически идентичным измеренному в стекле из тефры, что наряду с близким возрастом образцов позволило связать эту тефру с кальдерообразующим извержением. Средние содержания большинства подвижных элементов в игнимбрите также

близки их содержаниям в стекле. Объяснением этого факта может быть перераспределение этих микроэлементов между различными фазами при дефитрификации стекла (плагиоклаз, микроклин, магнетит, кварц) при сохранении неизменного валового состава. Однако, большая дисперсия концентраций этих элементов значительно снижает надежность их использования для геохимической корреляции образцов. Содержания лития в стекле значительно выше, чем в игнимбрите, что, вероятно, отражает летучесть этого элемента или существенный вынос из игнимбрита при вторичном изменении.

Изучение стратиграфического положения тефры во всех кернах с запечатленными в них же палеоклиматическими изменениями позволило установить, что время извержения приходится на позднюю стадию Терминации V – переходного периода от ледниковых условий морской изотопно-кислородной стадии (МИС) 12 к межледниковью МИС11с. Сопоставление детально разработанных возрастных моделей для разных колонок позволило оценить возраст извержения в ~420 тыс. лет. Некоторое расхождение полученной оценки возраста с Ag/Ag датировками может быть связано как с неточностью референсных возрастных моделей осадков для этого интервала, так и с погрешностью Ag/Ag датирования.

Наши результаты позволяют оценить объем Паужетской тефры как минимум в 200 км³, что увеличивает прежнюю оценку общего объема изверженных продуктов 200-300 км³ (Bindeman et al., 2010) до 330-360 км³. Массу изверженных продуктов можно оценить в 3,8 – 4,4×10¹⁴ кг, а магнитуду извержения – в 7,60–7,65.

Список литературы

- Bindeman, I.N., Leonov, V.L., Izbekov, P.E. et al. (2010) Large-volume silicic volcanism in Kamchatka: Ar–Ar and U–Pb ages, isotopic, and geochemical characteristics of major pre-Holocene caldera-forming eruptions. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 189, 57-80. DOI: 10.1016/j.jvolgeores.2009.10.009.
- Bubenshchikova, N., Nürnberg, D., Tiedemann, R. (2015) Variations of Okhotsk Sea oxygen minimum zone: Comparison of foraminiferal and sedimentological records for latest MIS 12–11c and latest MIS 2–1. *Marine Micropaleontology* 121, 52-69. DOI:10.1016/j.marmicro.2015.09.004.
- Morley, J.J., Tiase, V.L., Ashby, M.M., et al. (1995) A high-resolution stratigraphy for Pleistocene sediments from North Pacific Sites 881, 883, and 887 based on abundance variations of the radiolarian *Cycladophora davisiana*. In Rea et al. (Eds.), *Proc. ODP, Sci. Results*, 145: College Station, TX (ODP), 133–140. DOI:10.2973/odp.proc.sr.145.108.1995

УДК 552.31+550.423

Три геохимических типа пикритов в меловых и палеогеновых комплексах Восточной Камчатки

Д.П. Савельев¹, Н.В. Цуканов²¹ *Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН,
Петропавловск-Камчатский, Россия. savelyev@kscnet.ru*² *Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва,
Россия***Ключевые слова:** пикриты, Восточная Камчатка, мел, палеоген.

Фундамент неоген-четвертичного Восточно-Камчатского пояса имеет сложное покровно-складчатое строение с широким развитием меловых и палеогеновых вулканогенных и вулканогенно-осадочных комплексов (Зинкевич и др., 1993). В составе этих образований особую роль играют высокомагнезиальные ультраосновные вулканы – пикриты, встречающиеся на нескольких стратиграфических уровнях. В данном докладе мы проводим сравнение геохимических характеристик пикритов из трех различных комплексов Восточной Камчатки – К₁₋₂ смагинского, К₂-Р₁ попутновского и Р₁₋₂ / К₂-Р₁ ветловского (рис. 1).

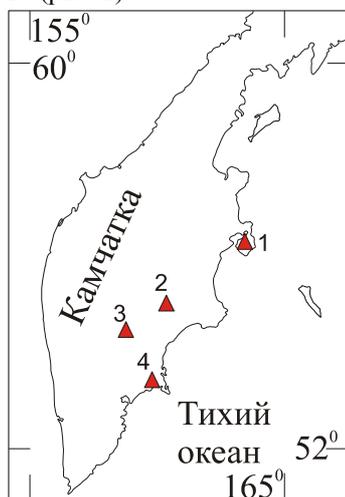


Рис. 1 – Места отбора изученных образцов пикритов. 1 – смагинский комплекс, п-ов Камчатский Мыс, 2 – 3 – попутновский комплекс (2 – г. Хребтовая, 3 – г. Шаромский Мыс), 4 – ветловский комплекс, оз. Островное.

Смагинский комплекс альб-сеноманского возраста развит на п-ове Камчатский Мыс в виде тектонических пластин и блоков в туфосилициевом матриксе сантон-кампанского

возраста. Ультраосновные вулканы найдены в виде развалов глыб в зоне серпентинитового меланжа к востоку от гипербазитового массива г. Солдатской (Савельев, 2014). Породы относятся к плагиоклазовым пикритам (океанитам) с вкрапленниками оливина (Fo_{87-90} – 40-60% объема породы), хромшпинелида, единичными вкрапленниками плагиоклаза и долеритовой основной массой (плагиоклаз + клинопироксен ± разложенное стекло). Высокая магнезиальность пород связана с кумуляцией оливина.

Пикриты, развитые в Восточных хребтах (Валагинский, Тумрок и Широкий), отнесены к попутновскому пикрит-трахибазальт-базальтовому вулканическому комплексу верхнемелового-палеогенового возраста (Государственная ..., 2006). Пикриты наблюдаются в виде туфов, лавовых потоков и даек. Среди них выделяются оливиновые, пироксен-оливиновые, амфибол-пироксен-оливиновые и флогопит-амфибол-пироксеновые разновидности. В районе г. Хребтовой (Валагинский хр.) реконструируется вулканическая постройка, сложенная пикритами (Марковский, Ротман, 1981). С пикритами часто ассоциируют пикробазальты и авгититы. Нами проанализированы образцы пикритов из района г. Хребтовой и г. Шаромский Мыс.

В составе ветловского комплекса пикриты развиты очень незначительно: они встречаются в тектонических блоках и глыбах в поле базальтовой ассоциации на берегу оз. Островного и вблизи сопки Варзинской к западу от Шипунского п-ова в междуречье Вахилия и Островной (Литвинов, Крикун, 1992). Ветловский комплекс (ветловская свита) датируется палеоценом-эоценом (Государственная ..., 2006), однако есть данные о меловом возрасте отдельных образований ветловского комплекса (Цуканов и др., 2014). Ветловские пикриты имеют полнокристаллическую, местами пойкилитовую структуру, состоят из оливина (Fo_{80-82}), клино- и ортопироксена и амфибола, редко встречаются также биотит и плагиоклаз, рудные минералы представлены ильменитом, хромшпинелидом и пентландитом. По структуре породы близки к амфиболовым перидотитам – шрисгеймитам.

Состав пород был определен методом ICP-MS в ИГГН РАН (г. Черноголовка) (аналитик – В.К. Карандашев). Мультиэлементные спектры изученных пикритов представлены на рис. 2.

Геохимические характеристики пикритов смагинского комплекса п-ова Камчатский Мыс: $Zr/Y = 3,0-3,2$, $Th/Yb = 0,14-0,18$, $Nb/Yb = 2,4-2,6$, $La_{(N)}/Sm_{(N)} = 1,0-1,1$, $La_{(N)}/Yb_{(N)} = 1,24-1,42$. На рис. 2А видно, что спектры смагинских пикритов параллельны спектру E-MORB.

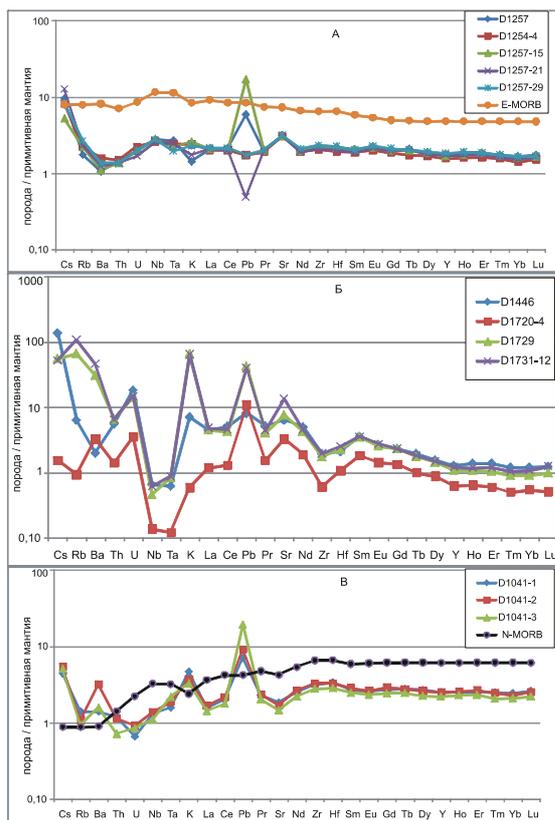


Рис. 2 – Мультиэлементные диаграммы изученных пикритов. А – смагинский комплекс, Б – попутновский комплекс (D1446 – г. Шаромский Мыс, D1729-4, D1729, D1731-15 – г. Хребтовая), В – ветловский комплекс.

Пикриты Восточных хребтов характеризуются следующими отношениями элементов: $Zr/Y = 2,4-3,9$, $Th/Yb = 0,4-1,2$, $Nb/Yb = 0,4-0,8$, $La_{(N)}/Sm_{(N)} = 0,6-1,3$, $La_{(N)}/Yb_{(N)} = 2,1-5,0$. Четкий Ta-Nb минимум свидетельствует об островодужной природе пород (рис. 2Б).

Пикриты ветловского комплекса: $Zr/Y = 3,1-3,2$, $Th/Yb = 0,06-0,09$, $Nb/Yb = 0,8-0,9$, $La_{(N)}/Sm_{(N)} = 0,57-0,59$, $La_{(N)}/Yb_{(N)} = 0,64-0,73$. Спектры пород параллельны спектру N-MORB, за исключением элементов, подвижных при вторичных процессах (рис. 2В).

Таким образом, в трех разновозрастных комплексах Восточной Камчатки мы наблюдаем пикриты, отвечающие разным геодинамическим обстановкам. Геохимические характеристики смагинских пикритов соответствуют обстановке совмещения срединно-океанического хребта (СОХ) и мантийного плюма, ветловские пикриты сходны с породами СОХ, а пикриты попутновского комплекса сформировались в обстановке островной дуги. Полученные нами результаты совпадают с выводами, сделанными ранее по геохимии базальтов и пикритов Восточной Камчатки (Зинкевич и др., 1993; Каменецкий и др., 1991; Савельев, 2004; Цуканов

и др., 2014), только для ветловского комплекса по составу базальтов предполагается его формирование в обстановке задугового или междуугового спрединга (Цуканов и др., 2018). Наличие в указанных комплексах пикритов говорит о сложной смене геодинамических условий при развитии Восточной Камчатки в мел-палеогеновое время. В частности, достаточно широкое развитие пикритов в составе островодужных комплексов Камчатки этого возраста могло быть следствием погружения в зону субдукции срединно-океанического хребта, что повысило температуру и, соответственно, степень плавления пород в мантийном клине. Петро- и геохимическая неоднородность мел-палеогеновых островодужных вулканитов Восточной Камчатки может быть связана также с неоднородностью субдуцируемой плиты, в том числе следом Гавайского мантийного плюма на Тихоокеанской плите (Зинкевич и др., 1993; Савельев, 2004).

Список литературы

- Государственная геологическая карта Российской Федерации. (2006) Лист N-57. Масштаб 1:1 000 000 / Под ред. Литвинова А.Ф., Марковского Б.А. СПб.: ВСЕГЕИ.
- Зинкевич, В.П., Константиновская, Е.А., Цуканов, Н.В. и др. (1993) Аккреционная тектоника Восточной Камчатки. М.: Наука. 272 с.
- Каменецкий, В.С., Данюшевский, Л.В., Зинкевич, В.П. (1991) Новые данные о пикритах Шаромского Мыса (Восточная Камчатка). Геохимия. № 4. С. 597–604.
- Литвинов, А.Ф., Крикун, Н.Ф. (1992) Государственная Геологическая карта м-ба 1 : 200 000, листы N-57-XXII, XXVIII, XXIX. Объяснительная записка. М.: Недра. 180 с.
- Марковский, Б.А., Ротман, В.К. (1981) Геология и петрология ультраосновного вулканизма. Л.: Недра. 247 с.
- Савельев, Д.П. (2004) Меловые внутриплитные вулканиты Восточной Камчатки: геологическая позиция и влияние на островодужный вулканизм. Геология и разведка. № 2. С. 16–19.
- Савельев, Д.П. (2014) Плагноклазовые пикриты п-ова Камчатский Мыс (Восточная Камчатка). Вулканология и сейсмология. № 4. С. 43–53.
- Цуканов, Н.В., Палечек, Т.Н., Соловьев, А.В., Савельев, Д.П. (2014) Тектоно-стратиграфические комплексы Южного сегмента Кроноцкой палеодуги (Восточная Камчатка): строение, возраст и состав. Тихоокеанская геология. № 4. С. 3–17.
- Цуканов, Н.В., Савельев, Д.П., Коваленко, Д.В. (2018) Магматические комплексы Ветловского окраинно-морского палеобассейна (Камчатка): состав и геодинамические условия формирования. Океанология. Т. 58. № 1. С. 102–117.

УДК 548.4

Расплавы в минералах дацитовой пемзы извержения 4200 ¹⁴C вулкана Ичинский (Срединный хребет, Камчатка)

М.Л. Толстых¹, А.О. Волынец², М.М. Певзнер³¹Институт геохимии и аналитической химии им. Вернадского, Москва, Россия. mashtol@mail.ru²Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский, Россия. a.volynets@gmail.com³Геологический институт РАН, Москва, Россия**Ключевые слова:** расплавные включения, дациты, Ичинский, Срединный хребет.

Вулкан Ичинский – крупнейшее вулканическое сооружение Срединного хребта Камчатки, которое условно можно отнести к типу Сомма-Везувий. Изучению типов и последовательности образования пород Ичинского вулкана, а также определению возраста извержений посвящено множество работ, в т.ч. [1-4, 6]. Нами были изучены расплавные включения в плагиоклазах, пироксенах, амфиболах и слюдах нескольких горизонтов вулканической тефры, возраст которых составляет от 6500 до 4100 лет назад (здесь и далее приводится радиоуглеродный возраст). Валовой состав пород тефры разновременных извержений довольно близок – это дацит (SiO₂ 65 мас.%, MgO 1,2-2,1 мас.%, K₂O 2,8-3,2 мас.%)

Одно из последних извержений Ичи, датируемое 4200 лет, содержит вкрапленниках расплавные включения относительно контрастных составов (рис.1). Стоит отметить, что это извержение – первое после масштабного периода активизации вулканического центра, датируемого 6500 л.н.. Это т.н. «тройное извержение» (Volynets et al., 2018), начавшееся формированием крупного базитового моногенного конуса Южный Черпук и закончившееся извержением дацитовой тефры главного аппарата.

Расплавы первого типа (рис. 1) содержатся в клино- и ортопироксенах, а также плагиоклазах An 57-61. Эти минералы часто демонстрируют признаки неравновесного парагенезиса (срастания, реакционные каймы, специфические кристаллические включения и пр.) Эти расплавы кислого состава (SiO₂ 69-76 мас.%) характеризуются относительно низкими содержаниями калия (около 2,5 мас.%), а также повышенным содержанием железа и магния (1,5-3 и 0,3-0,6 мас.% соответственно).

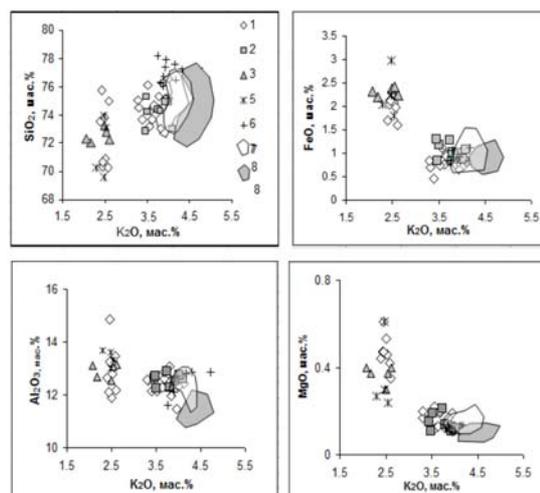


Рис. 1 – Бинарные диаграммы для составов стекловатых расплавных включений в минералах тефры вулканического центра Ичинский.

1-6 – стекла извержения 4200 ¹⁴C: 1 – расплавные включения в плагиоклазах, 2 – в амфиболах и слюдах, 3, 5 – в клино- и ортопироксенах, 6 – стекла основной массы. 7 – стекла расплавных включений в плагиоклазах, амфиболах и слюдах для извержений 1200 и 6500 ¹⁴C, предшествующих 4200 ¹⁴C. 8 – то же для извержения 4100 ¹⁴C.

Расплавы второго типа (рис. 1) слагают расплавные включения в более кислых плагиоклазах, амфиболе и гидробиотите, а также стекла основной массы дацитовой тефры как извержения 4200 ¹⁴C, так и предшествующих и последующего извержений (на рис. 1 обозначены полями). Составы этих стекол локализованы в более кислой области, относятся к высококалиевой серии (K₂O 3-4,5 wt. % в большинстве включений), характеризуются более низкими содержаниями железа, марганца, титана.

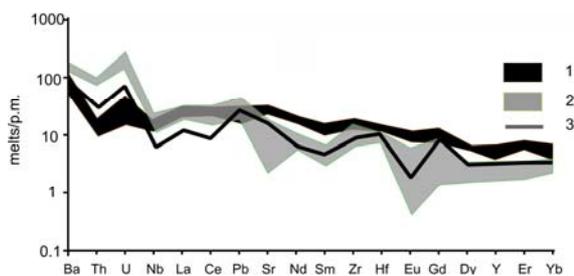


Рис. 2 – Распределение рассеянных элементов в расплавах Ичинского центра.

1 – расплавные включения в оливинах моногенного центра Южный Черпук 6500 ¹⁴C (Волынец, 2006), 2 – включения высококалиевых разновидностей расплава в минералах всех извержений, 3 – включения низкокалиевых разновидностей в извержении 4200 ¹⁴C. Став примитивной мантии дан по (Sun, McDonough, 1989).

Между двумя типами кислых расплавов существуют и различия в микроэлементном

составе (рис. 2). Расплавы низкокалиевой серии (рис. 2, линия 3) характеризуются максимально высокими для кислых расплавов Ичинского центра (рис. 2, поле 2) концентрациями HREE, средними – MREE и пониженными – LREE, а также тория и урана. Кроме того, кислые высококалиевые расплавы отличаются большей водонасыщенностью (до 5 мас.% H₂O) по сравнению с низкокалиевым типом (до 3 мас. %).

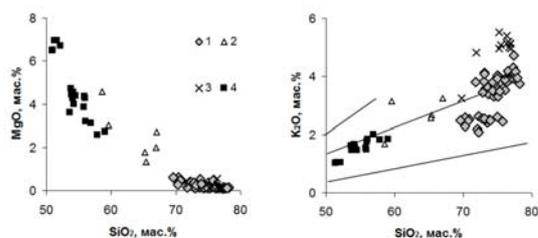


Рис. 3 – Диаграммы MgO-SiO₂ (а) K₂O-SiO₂ (б) для расплавных включений в минералах различных пород вулканического комплекса Ичинский. Расплавные включения в минералах дацитовых пемз извержения 4200 (1), амфиболе и плагиоклазе андезитовых (2) и дацитовых лав Ичинского вулкана (3), по данным (Добрецов и др., 2016), оливинах базальта моногенного конуса Южный Черпук (4) по данным (Волынец, 2006.)

Объяснить появление в системе низкокалиевого компонента можно с привлечением базитового магнезиального компонента (моногенный центр Ю. Черпук, 6500 л.н.). Расплавы, слагающие включения в оливинах этих пород (Волынец, 2006) относятся к среднекалиевым базальтам. На рис. 2 видно некоторое сходство характера распределения редкоземельных элементов, а также флюидомобильных компонентов между расплавами базальтового конуса (рис.2, поле 1) и низкокалиевым типом кислого расплава.

На рис. 3а видно, что расплавы в минералах базальтов моногенного конуса андезитовых лав (к сожалению, их возраст не определялся) и дацитовых пемз Ичинского вулкана могут быть объединены единым трендом дифференциации. Таким образом, можно предполагать наличие под вулканом сложной системы трещин и камер-концентраторов магм разной степени дифференцированности, которые продуцируют основные, средние и кислые вулканы, причем в качестве основополагающего расплава может быть рассмотрен аналог базитового расплава конуса Ю. Черпук. Однако вариации K₂O (рис. 3,б) предполагают также наличие осложняющих дифференциацию процессов, возможно, контаминации кислой магмы коровым веществом. Особенности соотношений микроэлементного состава расплавов не являются характерными для разностей, связанных лишь процессами фракционирования.

Петрографические особенности дацитовых пемз изученного извержения также косвенно подтверждают возможность смешения кислой высококалиевой матрицы и более основного высокотемпературного агента. Возможно, имел место процесс смешения дифференциатов базитового расплава, зафиксированного во включениях в оливинах базальтов конуса Ю. Черпук, и кислых высококалиевых магм, сформированных при участии корового материала, которые обнаружены в виде расплавных включений в большинстве вкрапленников дацита 4200 ¹⁴C, так и во всех вкрапленниках более ранних извержений (Толстых и др., 2018). Однако для детальной реконструкции сложных генетических взаимосвязей между различными породами вулкана в данный момент представляется наиболее перспективным продолжение термобарогеохимических исследований расплава, формировавшего породы среднего состава.

Работа выполнена при финансовой поддержке грантов РФФИ № 17-05-00112а (полевые работы) и № 18-05-00224а (аналитические работы).

Список литературы

- Волынец, А.О. (2006) Плейстоцен-голоценовый вулканизм Срединного хребта Камчатки: вещественный состав и геодинамическая модель. Автореф. канд. дисс. Москва. 145 с.
- Добрецов, Н.Л., Симонов, В.А., Котляров, А.В., и др. (2016). Физико-химические параметры кристаллизации расплавов в промежуточных надсубдукционных камерах (на примере вулканов Толбачинский и Ичинский, Камчатка) Геология и геофизика. Том 57. № 7. С. 1265–1291
- Толстых, М.Л., Певзнер, М.М., Наумов, В.Б., Бабанский, А.Д. (2018) Характеристика кислых расплавов, формировавших тефру плейстоцен-голоценовых извержений вулкана Ичинский (Камчатка) по данным изучения расплавных включений. Геохимия. В печати.
- Pevzner, M.M. (2004) The first geological data on the chronology of Holocene eruptive activity in the Ichinskii Volcano; Sredinnyi Ridge, Kamchatka. Doklady Earth Sciences. V. 395. P. 335–337.
- Sun, S.S., McDonough, W.F. (1989). Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts; implications for mantle composition and processes. Magmatism in the ocean basins. Geological Society Special Publications V. 42. P. 313–345.
- Volynets, A.O., Pevzner, M.M., Tolstykh, M.L. (2018) Triplex eruption at Ichinsky volcano (Kamchatka) 6500 ¹⁴C years BP: a shift from monogenetic to polygenetic type of activity. Abstract volume of the 7th International Maar Conference, Olot. P. 128–129.

УДК 550.422:549.652:551.21

О магматических очагах и гетерогенности мантии под Ключевской группой вулканов

С.А. Хубуная, Л.И. Гонтовая

¹ *Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский, Россия, hubsa@kscnet.ru***Ключевые слова:** Ключевская группа вулканов, мантия, магматические очаги

На вулканах Ключевской, Плоский Толбачик и Толбачинском Долу в течение голоцена извергались умереннокалиевые магнезиальные и высокоглиноземистые базальты, андезибазальты и высокоглиноземистые субщелочные калиевые трахибазальты и трахиандезибазальты. Исходные составы магнезиальных расплавов соответствуют пикриту. Они получены на основе гомогенизации расплавных включений в оливинах и численного моделирования обратного хода фракционной кристаллизации расплава в поле оливина от состава, отвечающего закаленным расплавным включениям, до равновесия с реально установленным наиболее магнезиальным оливином данной серии (Fo 91,2). Условия образования исходных умереннокалиевых магнезиальных расплавов могут быть оценены на основании их состава и предположении их равновесия с мантийным веществом лерцолит - гарцбургитового ряда. Полученные результаты позволяют предполагать отделение расплава от мантии при давлениях 15-20 кбар. Такая оценка проведена на основе диаграммы Ol-Pl-Q-Di с изобарами давлений, определенных по экспериментальным данным в присутствии H₂O (Sobolev, Danyushevsky, 1993). Здесь можно ожидать движение магнезиального расплава по системе трещин к месту фракционирования в глубинный промежуточный магматический очаг (Хубуная, Соболев, 1998). С учетом ошибки метода он находится в хорошем соответствии с глубиной 25-30 км, на котором методом сейсмической томографии уверенно фиксируется низкоскоростная аномалия V_p, V_s и повышенные значения V_p/V_s (Гонтовая и др., 2008; Koulakov, 2011 и др.). Об этом же свидетельствуют распределения частотно-магнитудных характеристик землетрясений, которые выражены параметром b_{value}.

Большинством исследователей признается оценка глубины первоисточника магм в верхней мантии и магматического очага в нижней части земной коры под вулканом Ключевской. В тоже

время, существование малоглубинной магматической камеры под конусом вулкана не столь однозначно. Изучение детальной минералогии оливинов и клинопироксенов в отношении Ca, Al, Mn, Ti, Cr, Ni, Co и некогерентных элементов умереннокалиевых магнезиальных и высокоглиноземистых базальтов и андезибазальтов позволило прийти к следующим выводам. Образование высокоглиноземистых продуктов всех побочных прорывов связано с внедрением высокомагнезиальных магм в высокоглиноземистый очаг. Геофизические параметры свидетельствуют, что малоглубинная камера, (5-6 км ниже уровня моря) наиболее вероятно расположена между складчатым комплексом и поверхностью консолидированного фундамента (Хубуная и др., 2018).

27 ноября 2012 г, на южном склоне вулкана Плоский Толбачик, началось побочное извержение субщелочных калиевых трахиандезибазальтов (Волинец и др., 2013; Гордеев и др., 2013; Федотов и др., 2014 и др.). Проведен сравнительный анализ нормированного распределения несовместимых элементов калиевых трахиандезибазальтов, с таковыми, внутривулканических, рифтогенных и островодужных (надсубдукционных) умереннокалиевых базальтов и андезибазальтов. Этот анализ свидетельствует о наибольшей близости источника калиевых трахиандезибазальтов к источнику умереннокалиевых пород. Изучение радиогенных изотопных характеристик калиевых трахиандезибазальтов свидетельствует об отсутствии влияния земной коры на их составы. Формирование исходных расплавов субщелочных калиевых трахиандезибазальтов, наиболее вероятно, связано с плавлением глубинного (до 35 кбар) мантийного источника, метасоматизированного субдукционным компонентом, образованным при разложении флогопита (Хубуная и др., 2016). Плавление умереннокалиевого источника магнезиальных базальтов может осуществляться при давлениях 10-15 кбар (Хубуная, Соболев, 1998). Более глубокое (до 35 кбар) плавление высокомагнезиального источника калиевых трахиандезибазальтов свидетельствует о вертикальной гетерогенности мантии и разных уровнях плавления мантийных источников сравнимых пород. На вулканах Ключевской, Безьянный, Шивелуч, Харчинский извергались продукты только умереннокалиевых магм. На вулканах Ушковский, Плоский Толбачик и Толбачинском долу, к югу от названных вулканов, наряду с мантийными

дериватами умереннокалиевых магм извергались продукты мантийных субщелочных магм с калиевой спецификой. Это обстоятельство позволяет предполагать под Ключевской группой вулканов не только вертикальную, но и латеральную гетерогенность мантии.

Список литературы

- Волынец, А.О., Мельников, Д.В., Якушев, А.И. (2013) Первые данные о составе продуктов Трещинного Толбачинского извержения им. 50-летия ИВиС (Камчатка). ДАН. Т. 452. № 3. С. 303–307.
- Гонтовая, Л. И., Попруженко, С. В., Низкоус, И. В., Апрельков, С. Е. (2008) Верхняя мантия Камчатки: глубинная модель и связь с тектоникой. Тихоокеанская геология. Т.27 № 2. С. 80-91.
- Гордеев, Е.И., Муравьев, Я.Д., Самойленко, С.Б. и др. (2013) Трещинное Толбачинское извержение в 2012–2013 гг. Первые результаты. ДАН. Т. 452. № 5. С. 562–566.
- Федотов, С.А., Славина, Л.Б., Сенюков, С.Л., Кучай, М.С. (2014) Сейсмические процессы и перемещение магм, происходившие при Большом трещинном Толбачинском извержении 1975–1976 гг. и Трещинном Толбачинском извержении 2012–2013 гг. (п-ов Камчатка). Геофизические процессы и биосфера. Т. 13. № 3. С. 5–30.
- Хубуная, С. А., Ерёмкина, Т. С., Соболев, А. В. (2016) Формационная принадлежность калиевых трахиандезитов побочного извержения 2012–2013 гг. Вулкана Плоский Толбачик по геохимическим признакам (Камчатка). Вулканология и сейсмология. № 1. С. 37-55.
- Хубуная, С.А., Соболев, А.В. (1998) Первичные расплавы известково-щелочных магнезиальных базальтов Ключевского вулкана (Камчатка). ДАН. Т. 360. № 1. С. 100–102.
- Koulakov, I., Gordeev, E. I., Dobretsov, N. L., et al. (2011) Feeding volcanoes of the Kluchevskoy group from the results of local earthquake tomography. Geophysical research letters. Т. 38. № 9.

СЕКЦИЯ II.

**ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ, ПРОЦЕССЫ
МАНТИЙНО-КОРОВОГО ВЗАИМОДЕЙСТВИЯ, ОСОБЕННОСТИ
МАГМАТИЧЕСКИХ ПИТАЮЩИХ СИСТЕМ ОБЛАСТЕЙ
СОВРЕМЕННОГО И ДРЕВНЕГО ВУЛКАНИЗМА ЗЕМЛИ**

УДК 552.3(571.5)

Геология и состав непрерывных трахибазальт-риолитовых серий Минусинского прогиба Алтае-Саянской складчатой области

А.А. Воронцов¹, О.Ю. Перфилова², Н.Н. Крук³,
А.С. Тарасюк¹

¹ Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН,
Иркутск, Россия, voront@igc.irk.ru

² Сибирский Федеральный университет, Красноярск, Россия

³ Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО
РАН, Новосибирск, Россия

Ключевые слова: ордовик, девон, вулканиты,
фракционирование, контаминация.

Геологическая характеристика

В северной части Алтае-Саянской складчатой области непрерывные вулканические серии распространены в пределах каледонской континентальной окраины Сибирского палеоконтинента, которая по данным (Берзин, Кунгурцев, 1996), начиная с середины ордовика, характеризовалась пассивным режимом с накоплениями карбонатно-терригенных шельфовых осадков. Новые геологические и геохимические данные показали, что этот режим сменился в раннем девоне обстановкой активной окраины (Воронцов и др., 2015). Однако в обоих случаях на территории, удалённой от границы океан-континент во внутриконтинентальную часть на расстояние не менее 500 км и ограниченной горными сооружениями Восточных, Западных Саян и Кузнецкого Алатау, протекала однотипная магматическая деятельность. В Минусинском прогибе и его горном обрамлении непрерывные вулканические серии формировались в течение двух этапов, выделяемых на основе результатов геохронологических Rb-Sr, K-Ar, Ar-Ar и U-Pb исследований, опубликованных за последние 20 лет: 480-420 млн лет (ордовик – ранний силур) и 410-390 млн лет (ранний-средний девон). Вулканиты этих этапов представлены породам преимущественно умеренно-щелочного ряда с вариациями SiO₂ от 47 до 77 мас. %. Ордовик-раннесилурийские вулканиты участвуют в строении вулcano-плутонических ареалов горного обрамления Минусинского прогиба и редко слагают небольшие палеовулканы в выступах фундамента внутри самого прогиба. Они пространственно совмещены с крупными сиенит-граносиенит-гранитными массивами. Типичным примером такого совмещения является Качинско-Шумихинский ареал. В

отличие от них, ранне-среднедевонские вулканические серии занимают всю площадь Минусинского прогиба, вскрываясь из-под осадочного чехла как по его периферии, так и в антиклинальных складках во внутренних его сегментах. “Предельные” оценки показывают, что объем ордовик-раннесилурийских вулканитов как минимум на 2 порядка меньше объема ранне-среднедевонских вулканитов (не менее 20 000 км³).

Состав пород

Мы объединили породы семейств в три подгруппы, сравнили их между собой и с породами некоторых типовых геодинамических обстановок.

1 подгруппа (трахибазальты и трахиандезиты, SiO₂ 47-55 мас. %). Нормированные на примитивную мантию формы мультиэлементных спектров всех вулканитов этой подгруппы вне зависимости от возраста близки к форме спектра базальтов островных дуг (IAB) с типичными для него минимумами по Th, Nb, Ta, Ti и максимумами по Ba и Sr. Однако абсолютные значения всех несовместимых элементов превышают их содержания в IAB. Наиболее отчетливо такое превышение заметно для крупноионных литофильных (LILE), а также редкоземельных (REE) элементов, содержания которых достигают величин, наблюдаемых во внутривулканитовых базальтах (OIB). Особенностью позднеордовикских базальтоидов является высокая степень фракционирования REE, главным образом за счет обогащения LREE ((La/Yb)_n изменяется от 11,6 до 32,8). В раннедевонских вулканитах (La/Yb)_n варьирует от 7,6 до 13,0. При этом во всех породах ордовик-раннесилурийской серии в отличие от ранне-среднедевонской наблюдается прямая корреляция между TiO₂ и величиной La/Yb.

2 подгруппа (трахиандезиты, SiO₂ 55-63 мас. %). В этих породах сохраняется высокая степень фракционирования REE. (La/Yb)_n изменяется от 10,2 до 23,8 в трахиандезитах ордовика-раннего силура и от 9,6 до 14,1 в трахиандезитах ранне-среднего девона. В породах обеих возрастных групп сохраняются Th, Nb, Ta минимумы, Ba максимум и возникает дисперсия по Sr. В них усиливается Ti минимум, но увеличивается содержание Rb. Кроме того, появляется очень слабая отрицательная европиевая аномалия.

3 подгруппа (трахиты, трахидациты, трахириодациты, трахириолиты и риолиты, SiO₂ 63-77 мас. %). В этой подгруппе разновозрастные вулканиты различаются по геохимическим характеристикам. Так, в ордовик-раннесилурийских вулканитах с увеличением SiO₂ возрастают концентрации большинства

несовместимых элементов, за исключением P, Ti, Ba (уменьшается до 57 г/т), Sr (уменьшается до 7 г/т) и Eu, что указывает на фракционирование апатита, титаномагнетита и полевых шпатов. В этих породах избирательное обеднение Nb и Ta проявлено слабее, чем в породах основного и среднего составов, но при этом уменьшается степень фракционирования REE $((La/Yb)_n)$ изменяется от 7,4 до 18,2). В отличие от них в ранне-среднедевонских вулканитах выделяются два типа пород с разным распределением редких элементов. Первый тип близок по своему составу к ордовик-раннесилурийским вулканитам, отличаясь от них отсутствием пород с аномально низкими содержаниями Ba и Sr, менее ярко выраженным Eu минимумом, узким диапазоном вариаций суммы REE и отношения лёгких редких земель к тяжёлым $((La/Yb)_n)$ изменяется от 6,6 до 10,5). В другом типе, представленном риолитами ($74,0 < SiO_2 < 76,6$, мас. %) происходит падение концентраций HSFЕ, REE, Y, что нарушает тенденцию накопления некогерентных элементов при фракционировании. Их составы близки к составу верхнекорового вещества, а также островодужных и аккреционно-коллизийных гранитов Центрально-Азиатского складчатого пояса.

В координатах $\epsilon Sr(T) - \epsilon Nd(T)$ точки составов разновозрастных пород сконцентрированы в двух изолированных друг от друга полях. Одно из них характеризует субстраты, из которых выплавлялись позднеордовикские ($\epsilon Nd(476) 0,4 - 1,0$ и $\epsilon Sr(476) 11,3 - 12,8$), другое - раннедевонские ($\epsilon Nd(391) 3,5 - 4,7$ и $\epsilon Sr(391) 5,7 - 7,9$) базальтоиды. Оба поля фигуративных точек составов базальтоидов смещены от линии мантийной корреляции в сторону субстратов обогащенных радиогенным стронцием. Подобное отклонение указывает на ассимиляцию расплавами с параметрами умеренно-деплетированной мантии с промежуточными характеристиками между PREMA и ЕМII дополнительного компонента с высоким содержанием Sr, повышенной величиной $^{87}Sr/^{86}Sr$ и низкими содержаниями REE. Вклад протолитов типа PREMA в магнообразование выше для ранне-среднедевонского этапа.

Механизмы образования вулканитов

Обогащение SiO_2 сопровождается изменениями других породообразующих окислов, связанным с фракционированием оливина, авгита, плагиоклаза в низкотитанистых

магмах и оливина, плагиоклаза, титанавгита, титаномагнетита и апатита в умереннотитанистых магмах. В обеих сериях фракционирование реализуется вплоть до появления трахириодацитовых расплавов с содержанием SiO_2 около 69 мас. %. При этом тренды фракционирования искажаются вследствие широкого разброса и снижения содержаний несовместимых элементов пропорционально росту SiO_2 . В каждой серии эволюция составов проявляется по-разному. В ордовик-раннесилурийской серии искажение тренда начинается уже на составах трахибазальтов, в то время как для ранне-среднедевонской только при достижении 65 мас. % SiO_2 . Эти характеристики объяснимы появлением в магматической системе анатектических кислых магм, которые смешивались с фракционированными расплавами, образуя промежуточные по геохимическим характеристикам продукты. Представления о смешении мантийных базальтовых и коровых кислых магм подтверждаются нарушением прямой зональности плагиоклазов и существованием кристаллов щелочного полевого шпата оплавленной формы в трахитах и трахидацитах. В максимальной степени приближены к составу коровых выплавов наиболее кремнекислые (риолитовые) магмы раннего-среднего девона. Для ордовик-раннесилурийской серии намечается более широкий диапазон вариантов коровой контаминации. Геохимические особенности этих процессов специфичны для каждого возрастного этапа и контролируются составом источников материнских расплавов и геодинамическими условиями формирования непрерывных серий.

Исследование проведено в рамках государственного задания по Проекту IX.129.1.5. (№ 0350-2016-0030) и при финансовой поддержке РФФИ (грант 16-05-00181).

Список литературы

- Берзин, Н.А., Кунгурцев, Л.В. (1996) Геодинамическая интерпретация геологических комплексов Алтае-Саянской области. Геология и геофизика. Т. 37. № 1. С. 63–81.
- Воронцов, А.А., Ярмолук, В.В., Федосеев, Г.С., и др. (2015) Дифференцированная вулканическая ассоциация Минусинского прогиба: механизмы образования и источники расплавов (на примере Батеневского поднятия). Петрология. Т. 23. № 4. С. 386–409. DOI:10.7868/S0869590315040068

УДК 552.11:551.73 (517.3)

Завершение позднепалеозойской субдукции Палеоазиатского океана в смене характера и источников магматизма Южной Монголии

А.М. Козловский¹, В.В. Ярмолук¹, Е.А. Кудряшова¹,
В.М. Саватенков²

¹ Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, Москва, Россия. amk@igem.ru

² Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург, Россия

Ключевые слова: Центральнo-Азиатский складчатый пояс, надсубдукционный и бимодальный магматизм

Тектоническое развитие юга Центральнo-Азиатского складчатого пояса в позднем палеозое ознаменовалось окончательным закрытием бассейнов Палеоазиатского океана вследствие сближения Сибирского, Таримского и Северо-Китайского континентов. В результате этих процессов серия среднепалеозойских океанических островных дуг, аккреционных клиньев, фрагментов океанических островов и ложа океанов, а также более древних микроконтинентов оказалась собрана в единую складчатую область, в настоящее время протягивающуюся на расстояние более 3000 км из Восточного Казахстана через Джунгарию в Южную Монголию (Yarmolyuk et al., 2008). Наиболее поздним отражением процессов конвергенции в Южной Монголии стал раннекарбонный вулканo-плутонический пояс известково-щелочного магматизма, протянувшийся широкой полосой около 80 км параллельно окраине Сибирского палеоконтинента. Характер магматизма резко изменился с середины карбона, когда сперва в пределах узких линейных зон растяжения стали формироваться бимодальные вулканические серии и массивы щелочных гранитов, а в ранней перми после амагматичного перерыва сходный бимодальный магматизм повышенной щелочности охватил практически весь Центральнo-Азиатский складчатый пояс (Kozlovsky et al., 2015). Таким образом, середина карбона стала переломным временем для магматизма Южной Монголии. Причины бимодального магматизма повышенной щелочности остаются дискуссионными, поэтому рассмотрение смены источников магматизма, произошедшей в середине карбона – начале перми, отчасти проливает свет на характер

геодинамической перестройки, случившейся в это время.

Яркой иллюстрацией смены характера и источников магматизма могут служить вулканические поля в центральной части Южной Монголии в районе сомона Номгон. Стратиграфически здесь выделяется три вулканические серии. Основу нижней серии образуют спекшиеся туфы андезитов – риолитов с редкими лавовыми потоками андезибазальтов. Эта вулканическая серия имеет площадное распространение, достигает нескольких км мощности и смята в пологие складки. С вулканическими породами этой серии ассоциируют массивы известково-щелочных пород: кварцевых диоритов и биотитовых двуполовошпатовых гранитов. Такой тип магматических ассоциаций типичен для раннекарбонного окраинно-континентального вулканo-плутонического пояса Южной Монголии.

В пределах ограниченного разломами грабена на туфах нижней серии со структурным несогласием согласно между собой залегают две вулканические серии другого характера. Средняя сложена лавовыми потоками андезибазальтов и андезитов, реже трахидацитов и трахитов с отчетливыми шлаковые зонами. В видимом основании серии и в ее кровле распространены экструзий риолитов. Среди пород верхней серии доминируют шаровые лавы базальтов, трахибазальтов, трахиандезибазальтов, которые чередуются с массивными потоками трахитов и трахидацитов. Таким образом, для средней и верхней вулканических серий более типичны лавы, имеющие повышенную щелочность и бимодальное распределение составов. В бортах грабена фиксируются дайковые пояса кислых щелочных пород и базальтоидов, а на простирании грабена отмечаются массивы гиперсольвусных гранитов иногда со щелочным амфиболом.

В геохимических характеристиках вулканических пород трех серий фиксируются закономерные изменения. Имея цель сравнить источники магматизма обратим внимание на наиболее основные породы. Породы нижней серии обладают наибольшими концентрациями флюидомобильных элементов (K, Rb, Ba, U), Th и наиболее низкие концентрации Nb, Ta, Zr, REE (Рис. 1). Напротив породы верхней серии обогащены высокозарядными элементами и REE и обеднены K, Rb, Ba, U и Th. Вулканические породы средней серии имеют промежуточные характеристики. Смену геохимических характеристик хорошо иллюстрирует отношение Ba/Nb, которое в породах нижней серии варьирует от 46 до 126, средней – от 31 до 48 и

верхней – от 12 до 26. Высокие отношения Ba/Nb типичны для надсубдукционных пород (в континентальных IAB Ba/Nb=47 (Kelemen et al., 2003)), в источник которых Ba поступает с флюидами, а Nb удерживается в рестите Fe-Ti оксидами. Низкие отношения Ba/Nb напротив характерны для пород с подлитосферными источниками – OIB и MORB (7 и 3 соответственно (Sun, McDonough, 1989)). Однако столь низкие значения в породах Номгонского региона не отмечаются, свидетельствуя, что в генезисе даже наиболее поздних лав участвует метасоматизированная литосферная мантия, хотя свой запас флюидомобильных компонентов она во многом исчерпала.



Рис. 1 – Спектры распределения нормированных концентраций микроэлементов типичных пород трех вулканических серий Номгонского региона.

Другим показателем вклада метасоматизированной при субдукции мантии в источник вулканических пород может служить Ta-Nb минимум, величину которого отражает отношение $(La/Nb)_{PM}$. В нижней серии пород это отношение варьирует в диапазоне 2,3–3,3, средней – 1,6–2,4 и верхней – 1,1–1,8. Таким образом, наиболее ранние породы имеют наибольший минимум, свидетельствующий о наибольшем участии воды в их источнике, которая стабилизирует Fe-Ti оксиды в жилах мантийных пироксенитов, сохраняя Nb и Ta в рестите. Ко времени формирования наиболее поздних пород бюджет воды, вероятно, практически исчерпан. С другой стороны отношение несовместимых микроэлементов, не связанных с флюидным переносом или реститовыми фазами, например Th/La, в породах верхних двух серий близкое (0,04–0,08) и сходно с породами OIB и MORB (0,11 и 0,05 соответственно), но отличается от нижней серии пород, которые имеют значения 0,19–0,29, типичные для надсубдукционных магм (0,17 в континентальных IAB).

Таким образом, три вулканические серии Номгонского региона Южной Монголии иллюстрируют постепенную смену характера и источников магматизма. Нижняя серия вулканических пород имеет типичные надсубдукционные характеристики, а источником базитовых пород этой серии служила метасоматизированная мантия мантийного клина. Верхние серии пород повышенной щелочности с бимодальным характером и сосредоточением в грабене более типичны для внутриплитных образований. Хотя мантийные источники вулканических пород верхних серий сохраняли признаки метасоматической переработки, со временем эти признаки постепенно затухали.

Выявленные изменения в магматизме очевидно являются отражением завершения надсубдукционного развития Южной Монголии. Как вариант, такое завершение было вызвано запираем зоны субдукции вследствие аккреции Южно-Гобийского микроконтинента к окраине Сибири. Запирание зоны субдукции неизбежно должно было сопровождаться разрывам субдуцируемого слэба, что могло инициировать плавление мантийного клина, однако уже без надсубдукционного флюидного притока и с возможным вовлечением астеносферы через образовавшийся разрыв.

Благодарности

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского научного фонда (проект № 16-17-10186).

Список литературы

- Kelemen, P.B., Hanghøj K., Greene, A.R. (2003) One view of the geochemistry of subduction-related magmatic arcs, with an emphasis on primitive andesite and lower crust. In: Holland H.D., Turekian K.K. (Eds.), *Treatise on Geochemistry*. Elsevier. Vol. 3. P. 593 – 659.
- Kozlovsky, A.M., Yarmolyuk, V.V., Salnikova, E.B., et al. (2015) Late Paleozoic anorogenic magmatism of the Gobi Altai (SW Mongolia): Tectonic position, geochronology and correlation with igneous activity of the Central Asian Orogenic Belt. *Journal of Asian Earth Sciences*. Vol. 113. P. 524 – 541.
- Sun, S.S., McDonough, W.F. (1989) Chemical and isotopic systematic of oceanic basalts; implications for mantle composition and processes. *Geological Society of London Special Publications*. Vol. 42. P. 313 – 345.
- Yarmolyuk, V.V., Kovalenko, V.I., Kozlovsky, A.M., et al. (2008) Crust-forming processes in the Hercynides of the Central Asian Foldbelt. *Petrology*. Vol. 16. No. 7. P. 679 – 709.

УДК 551.2 (52)

**Допозднепалеозойская
континентальная литосферная
мантия как источник
позднепалеозойского и
позднемезозойского
внутриплитного магматизма
Гобийского Алтая (Южная
Монголия)**

Е.А. Кудряшова¹, А.М. Козловский¹, В.В. Ярмолук¹,
В.М. Саватенков², Л.Б. Терентьева²

¹ *Институт геологии рудных месторождений,
петрографии, минералогии и геохимии РАН, Москва, Россия.
eak@igem.ru*

² *Институт геологии и геохронологии докембрия РАН,
Санкт-Петербург, Россия*

Ключевые слова: магматизм, палеозой, мезозой,
литосферная мантия.

Начиная с позднего палеозоя и по сегодняшний день на обширных пространствах Центрально-Азиатского складчатого пояса (ЦАСП) не прекращается магматизм, связанный с внутриплитными процессами. В различное время и со значительными перерывами внутриплитный магматизм проявлялся от современного Тихоокеанского побережья на востоке до Восточного Казахстана на западе. На территории Монголии основными эпохами внутриплитной магматической активности стали поздний палеозой и поздний мезозой, при этом разновозрастный магматизм часто распространялся в единых районах, наследуя предшествующие геологические структуры. Вопрос о том, как при этом соотносятся источники магматических пород, разделенных сотней млн. лет, практически не обсуждался. Эта проблема будет рассмотрена на примере Гобийского Алтая, где внутриплитный магматизм проявился около 280 и 110 млн. лет назад.

Позднемезозойский этап. Наиболее масштабные магматические события охватили практически всю территорию современного Гобийского Алтая в позднем мезозое. В это время здесь были сформированы многочисленные вулканические плато, неки, лавовые купола и экструзии большого разнообразия составов от базальтов до трахитов и риолитов. В соответствии с геохимическими классификационными диаграммами основные позднемезозойские породы Гобийского Алтая имеют сходство со щелочными внутриплитными

базальтами и базальтами E-MORB типа, не связанными с субдукцией, источником которых выступает подлитосферная мантия. С другой стороны, в составах позднемезозойских пород Гобийского Алтая фиксируется очевидное влияние метасоматизированных надсубдукционных источников, поскольку базальтоиды обогащены K, Rb, Ba, что отражает их высокие отношения, например $Ba/Nb > 16-55$ по сравнению с таковым в примитивных OIB и MORB ($Ba/Nb < 8$, Sun, McDonough, 1989). Высокие Ba/Nb отношения типичны для надсубдукционных пород (континентальный IAB, $Ba/Nb \sim 47$, Kelemen et al., 2003), источником которых служит метасоматизированная субконтинентальная литосферная мантия (SCLM). Поскольку вулканические поля Гобийского Алтая в позднем мезозое располагались вдали от активных зон субдукции, как Монголо-Охотской, так и Тихоокеанской, то очевидно, SCLM этого региона была сформирована в допозднемезозойское время и сохранила надсубдукционные геохимические метки палеозойской или более древней зоны субдукции. В условиях отсутствия непосредственного притока надсубдукционных флюидов повышенные содержания K, Ba, Rb, как правило, связываются с наличием амфибола и/или флогопита в SCLM. В то же время содержания калия в мантийных расплавах, равновесных с флогопитосодержащей мантией, должны быть существенно выше (более 4 мас.%), чем в породах Гобийского Алтая. Тогда как расплавы, равновесные с амфиболсодержащей мантией, характеризуются более низкими содержаниями калия (2-3 мас.%), что вполне согласуется с наблюдаемыми вариациями. Предположение о наличии амфибола в источнике меловых лав Гобийского Алтая высказывалось и ранее (Barry, 1999). Кроме того, некоторые мантийные ксенолиты, вынесенные позднекайнозойскими базальтами Центральной Монголии содержат амфибол (Ionov, Hofmann, 1995).

Среди позднемезозойских пород Гобийского Алтая есть составы как с выраженным Ta-Nb и Ti минимумами, так и с их максимумами. Появление Ta-Nb минимума в породах мантийного генезиса является следствием плавления пироксенитовых жил в метасоматизированной SCLM в присутствии воды, когда в рестите остаются рутил и/или ильменит, удерживающие эти элементы. Источником воды при таком плавлении может служить также амфибол, дегидратация которого инициирует плавление. Однако в породах Гобийского Алтая с Ta-Nb минимумом содержания $Nb \sim 7-35$ ppm, $La \sim 10-44$ ppm

существенно выше по сравнению с типичными надсубдукционными базальтами, например, континентальными IAB ($Nb \sim 6$ ppm, $La \sim 12$ ppm, Kelemen et al., 2003). Такие различия, с одной стороны, могут быть вызваны малым участием Fe-Ti оксидов в рестите вследствие ненасыщенного водой плавления мантийного источника, с другой стороны, его обогащенностью, что типично для SCLM, предварительно метасоматизированной надсубдукционными флюидами и/или расплавами. При этом обогащение REE (особенно LREE), Nb могло осуществляться только метасоматизирующими расплавами, тогда как K, Ba, Rb и расплавами и флюидами.

Позднепалеозойский этап. Магматические комплексы этого времени в Гобийском Алтае преимущественно сосредоточены в пределах узких вытянутых грабенов, сложенных бимодальными вулканическими сериями. Кислые вулканические породы здесь слагают руины стратовулканов, тогда как основные связаны с трещинными излияниями и заполняют пространства между разобщенными кислыми постройками. Состав вулканических пород варьирует от базальтов до щелочных риолитов с подчиненной долей трахитов. Геохимические характеристики основных пород позднепалеозойского возраста, так же как и позднемезозойских пород, имеют черты сходства как с породами подлитосферной природы – OIB и E-MORB, так и с продуктами плавления метасоматизированной в надсубдукционных условиях SCLM. Яркой характеристикой литосферной природы источника позднепалеозойских основных магматических пород является Nb-Ta минимум и обогащение K, Ba и Rb. Отношение Ba/Nb в них 26–100 согласуется со значениями в континентальном IAB. Аналогично позднемезозойским условиям магмогенерации, источником K, Ba и Rb в позднем палеозое не могли служить флюиды, непосредственно связанные с процессом субдукции, поскольку активные конвергентные границы к этому времени располагались на значительном удалении от Гобийского Алтая в Бейшане (Китай) и Солонкерской зоне (ЮВ Монголия – СВ Китай). К тому же, направление позднепалеозойской субдукции было от ЦАСП под Северо-Китайский континент. Таким образом, SCLM, участвующая в генезисе позднепалеозойских магматических пород Гобийского Алтая, очевидно, была сформирована на предыдущих этапах тектогенеза. При этом источником

флюидомобильных элементов для позднепалеозойских лав также являлся амфибол, содержащийся в перидотитах и пироксенитах SCLM. По сравнению с позднемезозойскими базальтоидами, в позднепалеозойских лавах Nb-Ta минимум более существенный: в первых $(La/Nb)_{PM} = 0,8-2,7$, во вторых – 1,8–6,3. Это свидетельствует о большей роли воды или водосодержащего амфибола в литосферном источнике ранних пород.

Выводы. Геохимические характеристики основных вулканических пород Гобийского Алтая позднемезозойского и позднепалеозойского этапов внутриплитной магматической активности показывают доминирование в их источнике SCLM, сформированной до рассматриваемых этапов магматизма. Процессы метасоматического преобразования мантии, очевидно, были связаны с эпохами ювенильного корообразования в ЦАСП в неопротерозое и раннем палеозое. В дальнейшем при плавлении такой SCLM во внутриплитных условиях генерировались базальтовые расплавы со смешенными геохимическими характеристиками. При этом позднепалеозойский этап внутриплитной активности частично «высушил» мантийные источники, так что участие воды в позднемезозойской магмогенерации было существенно меньшим.

Благодарности

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского научного фонда (проект № 16-17-10186).

Список литературы

- Barry, T.L. (1999) Origins of Cenozoic basalts in Mongolia; a chemical and isotope study. Ph.D thesis. University of Leicester, Leicester. 263 p.
- Ionov, D.A., Hofmann, A.W. (1995) Nb-Ta-rich mantle amphiboles and micas: implications for subduction-related metasomatic trace element fractionations. *Earth and Planetary Science Letters* 131. P. 341 – 356.
- Kelemen, P.B., Hanghøj, K., Greene, A.R. (2003) One view of the geochemistry of subduction-related magmatic arcs, with an emphasis on primitive andesite and lower crust. In: Holland H.D., Turekian K.K. (Eds.), *Treatise on Geochemistry*. Elsevier. Vol. 3. P. 593 – 659.
- Sun, S.S., McDonough, W.F. (1989) Chemical and isotopic systematic of oceanic basalts; implications for mantle composition and processes. *Geological Society of London Special Publications*. Vol. 42. P. 313 – 345.

УДК 522.11

**Адакиты Приморья:
вещественные составы
возможного источника
андезитовых магм, физико-
химические условия и
геодинамические обстановки их
генерирования**

С.Н. Лаврик, А.А. Чашин

*Дальневосточный геологический институт ДВО РАН,
Владивосток, Россия. s_lavrik@mail.ru*

Ключевые слова: геохимия, магматизм, адакиты, петрогенез, циркумпацифика.

До недавнего времени считалось, что адакиты (АД) генерируются либо в обстановке активных континентальных окраин (Castillo, 2006), либо - в островодужной (Defant et al., 1990). Они были обнаружены и в активных коллизионных обстановках в Тибете и на Армянском нагорье (Меликсетян, 2015). Условия образования магм с адакитовыми характеристиками в пределах Тихоокеанского кольца рассмотрены в обзоре (Авдейко и др., 2011), где показана возможность большого разнообразия геодинамических обстановок (ГО), обеспечивающих достаточный разогрев для плавления магматического источника (МИ). Обнаружение АД в Приморском крае (Чашин и др., 2011) поднимает вопрос их генезиса и возможного МИ. Модель происхождения АД путем плавления перидотита (ПД) океанической плиты для рассматриваемого региона противоречит фактам глубинного строения Приморья. Так, установлены признаки наличия мантийного вещества (МВ) определенного типа под Ханкайским массивом (ХМ) и его обрамлением. Это МВ отличается высокой фертильностью, превышающей по этому показателю вещество океанической коры, что исключает участие последней в качестве МИ АД. Примечательно, что МВ, установленное для ХМ аналогично таковому, предполагаемому под Японией в этот же период (Лаврик, 2018). Геохимическое сходство АД Японии с аналогами из обрамления ХМ (Wu et al., 2017) находит подтверждение в аналогии ГО рассматриваемых территорий. Изложенное позволяет перейти к рассмотрению МИ данных пород в дополнение к рассмотренному (Martynov et al., 2017).

Мантийный источник. Эксперименты (Майсен и др., 1979) показывают реальность такого МИ, что снимает ранее приводившиеся

сомнения (Wu et al., 2017). Таким МИ быть диапир, близкий по составу к примитивной мантии. Глубина его плавления (от 7 до менее 1 ГПа) и температурные минимумы ($900 \geq T^{\circ}C \geq 750$) ПД солидусов зависят от количества H_2O и составов испытуемых ПД (Рябчиков, 2003; Майсен и др., 1979). Аналоги экспериментальных ПД авторами установлены вблизи мест залегания АД из окрестностей с. Новодевицы. Это - ультрабазиты (Суловский и Дмитриевский комплексы), их CaO/Al_2O_3 (0,44 – 1,13) и $MgO/(MgO + FeO + 0.9 \cdot Fe_2O_3)$ (0,73 - 0,88) подобны составам, которые подвергались плавлению. В условиях континентальной коры ($P \approx 0,5 - 1,5$ ГПа) подъем геотермы обеспечивает пересечение ликвидуса андезита и солидусов перидотитов в диапазоне 950 – 1000 $T^{\circ}C$ (Майсен и др., 1979). Гранат-содержащие минеральные ассоциации и стекла андезитового состава установлены в экспериментальных ПД после закалки (Майсен и др., 1979). REE-состав этих стекол не приводятся, но наличие Gr в рестите гарантирует «адакитовую» топологию их REE-спектров.

Базитовый источник впервые предложен (Green et al., 1968), эта модель подтверждена многими экспериментами в широком диапазоне T° и P , была показана возможность получения расплавов (от базальтов до дацитов) при вариациях плавления МИ.

Значения $15,4 \leq (La/Yb)_N \leq 46,2$ в АД Новодевицы в среднем соответствует 33,8. Магмы с такими характеристиками, согласно петрологическим исследованиям, формируются в условиях либо низкой степени плавления МИ, либо когда в рестите содержится гранат.

При выборе базитового МИ предполагалось вовлечение пород ХМ в процессы активизации в начале кайнозоя. В составе Нахимовской свиты данного массива известны амфиболиты. Эксперименты плавления амфиболитов (Вольф и др., 1993) при 750 - 1000 $^{\circ}C$ и $P = 1$ ГПа показали соответствие расплавов минеральному составу рестита при определенной степени плавления. Фрагмент цитированной работы иллюстрирует изложенное (Рис. 1). Используя эти и данные содержания REE в метабазитах ХМ, рассчитан состав модельного расплава АД на основе соотношения (Shaw, 1970): $C_i = C_o / [KD + F \cdot (1 - KD)]$, где: C_i и C_o - концентрации элемента, соответственно, в расплаве и МИ, F - степень плавления МИ, KD - коэффициент распределения между расплавом и минералом (Shaw, 1970).

Приведены три варианта, согласно величинам кремнекислотности изученных АД. Для 1-го, 2-го и 3-го вариантов, соответственно, величина SiO_2 и T° при $P=1$ ГПа приняты 60% и 950 $^{\circ}$; 64% и 900 $^{\circ}$; 58% и 970 $^{\circ}$. Степень плавления 21 %, 3%,

37 %, соответственно. Состав рестита (объемные %): Gr 32%, 7%, 18%; Орх 1%, 1,5%, 0,5%; Срх 31,8%, 15%, 38%; Нб 7,5%, 53,5%, 4%; П1 6,7%, 20%, 2,5%, соответственно, определен графически (Рис. 1).

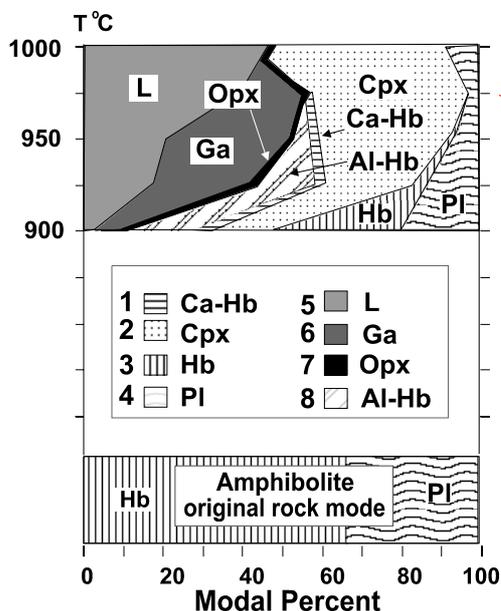


Рис. 1 – Фазовые взаимоотношения в температурном интервале плавления базита при давлении 10 кбар.

1, 3, 8 – роговые обманки: обогащенные кальцием (1), нормальные (3), обогащенные алюминием (8); 2 – клинопироксен; 4 – плагиоклаз; 5 – расплав; 6 – гранат; 7 – ортопироксен.

Результат расчетов состава модельного расплава показаны на Рис. 2. График по «4-му варианту» отражает средний состав REE первых трех вариантов.

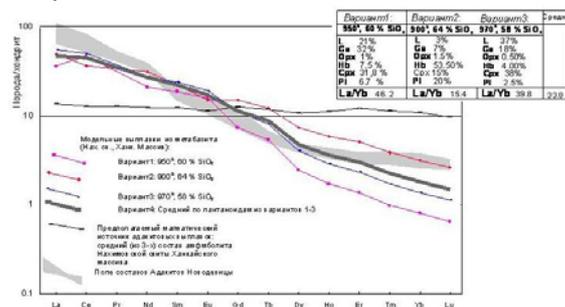


Рис. 2 – Спектры распределения РЗЭ в модельных выплавках из метабазита и в изученных адакитах.

Приведенные расчеты показывают, что расплавы адакитов могли быть получены в нижнекоровых условиях при подъеме геотерм в результате различной степени плавления как базитового источника, так и мантийного вещества (перидотита). При этом, возможно, происходила ассимиляция различного корового материала – как это проявлено (Рис. 2) в виде увеличения в 1,5 – 5 раза количества LREE.

Увеличение в адакитах содержания HREE могло быть следствием контаминации адакитовых расплавов фрагментами базитового субстрата магматического источника, что подтверждается визуально установленным присутствием соответствующих включений в изученных породах.

Список литературы

- Авдейко, Г.П., Палуева, А.А., Кувикас, О.В. (2011) Адакиты в зонах субдукции Тихоокеанского кольца: обзор и анализ геодинамических условий образования. Вестник Камчатской региональной организации Учебно-научный центр. Серия: Науки о Земле. № 17. С. 45– 60.
- Вольф, М.Б., Уайли, П.Дж. (1993) Некоторые результаты экспериментального исследования дегидратационного плавления амфиболита при 10 кбар. Геология и геофизика. Том 33. № 12. С.100–115.
- Лаврик, С.Н. (2018) Типизация мантийного источника и его эволюция с докембрия на примере ультрабазитовых составов Сихотэ-Алиня, Ханкайского массива и его обрамления. Мат. IV Всерос. науч. конф. «Геологические процессы в обстановках субдукции, коллизии и скольжения литосферных плит». Владивосток. В печати.
- Майсен, Б., Беттчер, А. М. (1979) Плавление водосодержащей мантии. М.: Мир. 128 с.
- Меликсетян, Х. Б. (2015) Проявление адакитов в составе плиоцен-четвертичного коллизионного магматизма Армении. 2015. Доклады НАН Армении. Т. 115. N 4. С. 319– 328.
- Рябчиков, И.Д. (2003) Механизмы и условия магнообразования в мантийных плюмах. Петрология. Т. 11. № 6. С. 548–555
- Чашин, А.А., Нечаев, В.П., Нечаева, Е.В. и др. (2011) Находка эоценовых адакитов в Приморье. ДАН. Т. 438. № 5. С. 649– 654.
- Castillo, P.R. (2006) An overview of adakite petrogenesis. Chin. Sci. Bull..V. 51. № 3. P. 257– 268.
- Defant, M.J., Drummond, M.S. (1990) Derivation of some modern arc magmas by melting of young subducted lithosphere. Nature. V. 347. P. 662– 665.
- Green, T.H., Ringwood, A.E. (1968) Genesis of the calc-alkaline igneous rock suite. Contrib. mineral. and Petrol. V. 18. N 2. P. 105– 162.
- Shaw, D.M. (1970) Trace element fractionation during anatexis. Geochim et cosmochim Acta. V. 34. N 2. P. 331– 340.
- Wu, J.T.-J., Jahn, B.-m., Nechaev, et al. (2017) Geochemical Characteristics and Petrogenesis of Adakites in the Sikhote-Alin Area, Russian Far East. Journal of Asian Earth Sciences. doi: <http://dx.doi.org/10.1016/j.jseaes.2017.06.024>
- Martynov, Y.A., Khanchuk, A. I., Grebennikov, A. V. et al. (2017) Late Mesozoic and Cenozoic volcanism of the East Sikhote-Alin area (Russian Far East): A new synthesis of geological and petrological data. Gondwana Research. V. 47. P. 358–371.

УДК 550.93

Основные этапы развития MZ-CZ магматизма Малокавказской континентальной палео-окраины: результаты изотопно-геохронологических исследований

В.А. Лебедев*Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, Москва, Россия. leb@igem.ru***Ключевые слова:** Малый Кавказ, континентальная окраина, субдукция, магматизм, геохронология.

Малый Кавказ представляет собой интересный пример долгоживущей мезозойско-раннекайнозойской континентальной палео-окраины, история развития которой связана с субдукцией и закрытием южного бассейна океана Неотетис. Формирование этой геологической структуры началось в средней юре после приращения к южному краю Евразии Закавказской микроплиты, завершения континентальной коллизии на Большом Кавказе и последующего заложения новой зоны субдукции в 100-150 км к югу от него. В дальнейшем Малокавказская континентальная окраина оставалась активной на протяжении 150 млн лет вплоть до миоцена. В ее пределах интенсивно развивался надсубдукционный магматизм с пестрым составом изверженных пород, обычно относящихся к известково-щелочной и реже – толеитовой петрохимическим сериям. Отмечены и проявления щелочного вулканизма, геохимические характеристики продуктов которого близки таковым для внутриплитных образований.

В докладе обобщены опубликованные ранее и новые данные об истории развития MZ-CZ магматизма в пределах Малокавказской палео-окраины с особым акцентом на поздние, завершающие этапы ее существования.

На Малом Кавказе наиболее ранние проявления надсубдукционного магматизма зафиксированы в средней юре, в юго-восточных Капанском и Сомхето-Карабахском секторах палео-окраины (Рис. 1). Здесь широкое распространение получил средний–основной вулканизм, сопровождавшийся внедрением интрузий гранодиоритов, диоритов, габбро и тоналитов (например, Шног-Кохбский массив на СВ Армении). В меловое время эндогенная активность распространилась на северный – Аджаро-Триалетский сектор, где помимо

масштабных извержений лав нормальной щелочности, нередко происходило образование высококалийных щелочных разностей вулканитов. Меловой магматизм также интенсивно проявился и в пределах Понтийской зоны (в северной части современной Турции), в рассматриваемый период времени фактически являвшейся западным продолжением Малокавказской палео-окраины (Рис. 1).

Поздне меловая эпоха ознаменовалась последовательным приращением к Малому Кавказу двух континентальных блоков – Артвин-Болнисского на севере и Армянского в центральной части, а также Иранской микроплиты на юге (Рис. 1). Границы этих террейнов прослеживаются по сутурным зонам (Севан-Акерская, Вединская и Зангезурская), сложенными раннемеловыми офиолитами.

В палеогене магматизм в пределах Малокавказской окраины, вероятно, достиг максимальной интенсивности. Ареал распространения вулканических пород и интрузивных тел этого возраста охватывает Понтийские горы, Аджаро-Триалетскую зону, а также и отдельные участки примкнувших к Малому Кавказу Армянского блока и Иранской плиты (Рис. 1). Палеогеновые породы характеризуются широким спектром составов с преобладанием известково-щелочных разностей.

Олигоцен – начало миоцена ранее нередко рассматривались как амагматичный период для Малого Кавказа (Милановский, Короновский, 1973). Однако, полученные в последние десятилетия геохронологические данные (Багдасарян и др., 1987; Лебедев и др., 2013; Мелконян и др., 2008; Keskin et al., 1998; Oyan, 2018; Trifonov et al., 2017; Yu-Nan et al., 2013) показали, что надсубдукционный вулканизм активно продолжался в это время. На территории Эрзурум-Карсского плато и Южной Грузии датированы риолиты-дациты с возрастом около 24-23 млн лет, в зоне Базумского хребта в Армении обнаружены покровы базальтов, также изверженных в это время. Синхронно происходило образование интрузивных тел гранодиоритов в пределах Зангезурского хребта (Южная Армения), крупнейшим из которых является полифазный Мегри-Ордубадский плутон. В целом ареал распространения олигоцен-раннемиоценовых пород совпадает с таковым для палеогеновых; однако интрузивные тела гранодиоритов с возрастом 23 млн лет обнаружены и к ЮВ на территории Турции. Вероятно, в конце палеогена произошло приращение к Малокавказской окраине континентального блока Аладаг и последующее распространение вулканизма на его территорию.

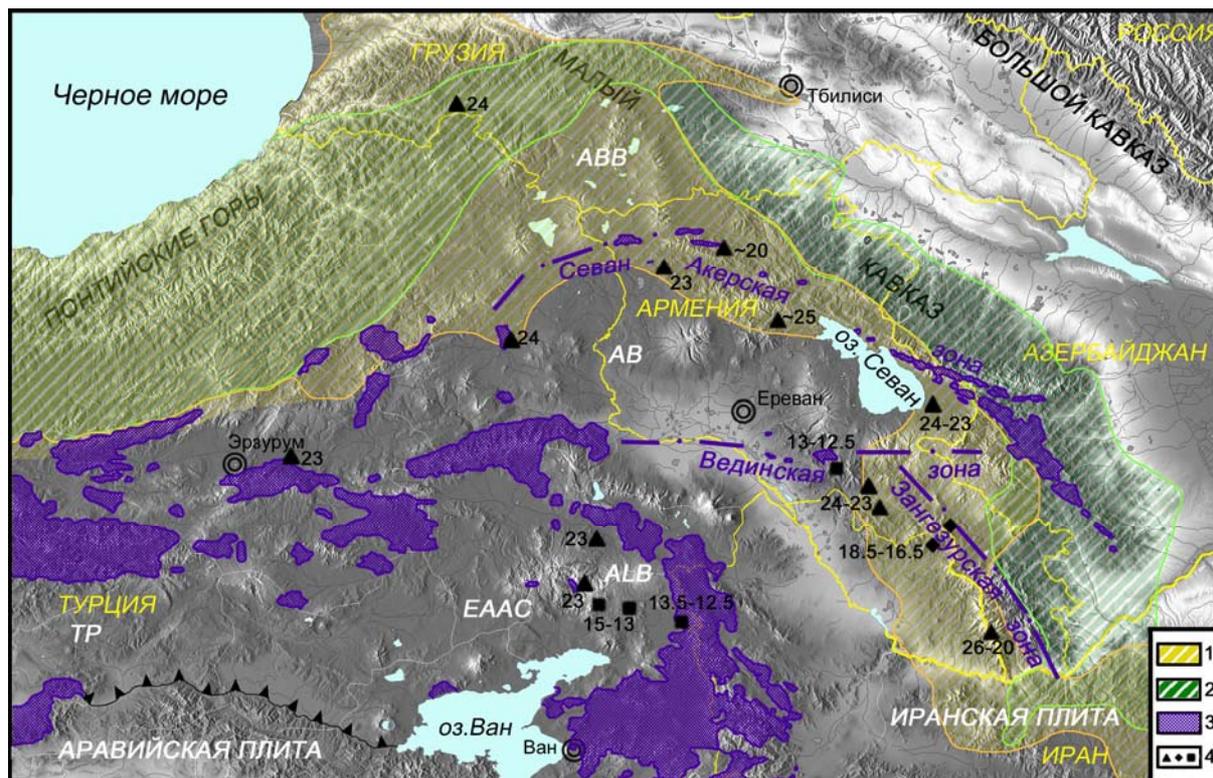


Рис. 1 – Миграция надсубдукционного магматизма в пределах Малокавказской континентальной палео-окраины в позднем мезозое – кайнозое. 1 – ареал Pg магматизма, 2 – ареал J₂-К магматизма, 3 – выходы офиолитов, 4 – локализация и изотопные датировки Pg₃-N₁, ранне- и среднемиоценовых магматических пород. АВ – Армянский блок, АВВ – Артвин-Болнисский блок, АЛВ – массив Аладаг, ЕААС – Восточно-Анатолийский аккреционный комплекс.

Последний всплеск надсубдукционного магматизма в регионе (15-13 млн лет) фиксируется в основном уже на территории Турции к северу от оз. Ван (комплекс Аладаг, Лебедев и др., 2010), где в этот период времени располагалась зона субдукции. В ее тылу у оз. Севан известны разновозрастные проявления щелочного вулканизма (Елпинский комплекс). В среднем миоцене завершается закрытие океана Неотетис, в формируется аккреционная призма, сложенная породами Восточно-Анатолийского комплекса, прекращается субдукция и, как следствие, связанный с ней магматизм.

Благодарности

Работа выполнена в рамках Государственного задания НИР № 0136-2018-0027.

Список литературы

Багдасарян, Г.П., Гукасян, Р.Х., Дарбинян, К.А., и др. (1987) Новые данные о возрасте некоторых МZ-CZ образований Армянской ССР. Изв. АН АрмССР. Науки о Земле. Том XL. № 1. С. 17–25.

Лебедев, В.А., Шарков, Е.В., Кескин, М., и др. (2010) Геохронология позднекайнозойского вулканизма района оз. Ван (Турция): пример динамики развития магматических процессов. Доклады Академии наук. Том 433. № 4. С. 512–518.

Лебедев, В.А., Волков, В.Н., Сагателян, А.К., и др. (2013) Пространственная миграция магматизма в пределах Кавказского сегмента Альпийского пояса в раннем неогене в условиях смены геотектонической обстановки: изотопно-геохронологические данные. Доклады Академии наук. Том 448. № 5. С. 576–582.

Мелконян, Р.Л., Гуксян, Р.Х., Таян, Р.Н., и др. (2008) Геохронометрия монзонитов Мегринского плутона (Армения): результаты и следствия. Изв. АН Армении. Науки о Земле. Том 61. № 2. С. 3–9.

Милановский, Е.Е., Короновский Н.В. (1973) Орогенный вулканизм и тектоника Альпийского пояса Евразии. Москва: «Недра». 280 с.

Keskin, M., Pearce, J.A., Mitchell, J.G. (1998) Volcano-stratigraphy and geochemistry of collision-related volcanism on the Erzurum-Kars Plateau, northeastern Turkey. J. Volcanol. Geotherm. Res. 85. P. 355–404.

Oyan, V. (2018) Ar-Ar dating and petrogenesis of the Early Miocene Taşkırı-Mecitli (Erciş-Van) granitoid, Eastern Anatolia Collisional Zone, Turkey. J. Asian Earth Sciences. DOI: 10.1016/j.jseas.2018.03.002.

Trifonov, V.G., Shalaeva, E.A., Saakyan, L.Kh., et al. (2017) Quaternary tectonics of recent basins in NW Armenia. Geotectonics. 51 (5). P. 499–519.

Yu-Han, C., Sun-Lin, C., Okrostsvaridze, A., et al. (2013) Geochemical characteristics and petrogenesis of Cenozoic igneous rocks in the Georgian Caucasus. In: Caucasus active tectonics and magmatism – hazards and resources. Tbilisi, Georgia. Abstract book. P. 6.

УДК 552.3+550.4+550.93+551.24

Nd и Pb изотопные характеристики в палеоокеанических комплексах Западной Монголии

В.М. Саватенков^{1,2}, А.М. Козловский³, В.В.
Ярмолюк³, С.Н. Руднев⁴, Л.Б. Терентьева¹

¹Институт геологии и геохронологии докембрия РАН,
Санкт-Петербург, v.m.savatenkov@ipgg.ru

²Санкт-Петербургский государственный университет,
Санкт-Петербург, Россия

³Институт геологии рудных месторождений, петрографии,
минералогии и геохимии РАН, Москва, Россия

⁴Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО
РАН, Новосибирск, Россия

Ключевые слова: Nd, Pb изотопы, палеоокеанические комплексы, Монголия.

Озёрная зона ранних каледонид Монголии и пояс герцинид Южной Монголии являются крупнейшими зонами распространения венд-кембрийских и девонских офиолитовых и островодужных комплексов в составе Центрально-Азиатского складчатого пояса (Yarمولуk et al., 2008; Ярмолюк и др., 2011). Нами были изучены изотопные характеристики Nd и Pb в гранитных плутонах, входящих в состав островодужных комплексов Озёрной зоны или являющихся продуктом их переработки. Соответственно, Pb и Nd изотопный состав этих гранитов отражает изотопные характеристики вмещающих их палеоостроводужных комплексов.

Изотопные характеристики Pb палеовулканических островодужных комплексов Озёрной зоны варьируют в существенном диапазоне, отражая различную степень участия корового материала. При этом их Nd изотопные характеристики варьируют незначительно (рис. 1).

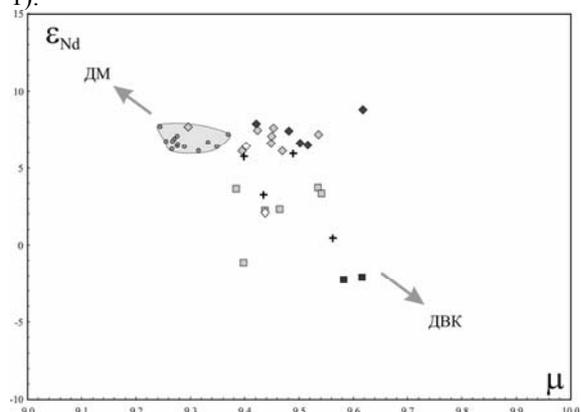


Рис. 1 – Диаграмма в координатах μ - ϵ_{Nd} . Параметр μ рассчитан согласно двухстадийной модели Стейси-Краммера

(Stacey, Kramers, 1975). Ромбики – данные для ранних каледонид Озёрной зоны: кружки – герциниды Южной Монголии (Саватенков и др., 2016); квадратики – данные для гранитов Гоби-Алтайской зоны. ДВК – древняя верхняя континентальная кора, ДМ – деплетированная мантия.

Подобную особенность проявляют изотопные характеристики Pb и Nd для вулканитов большинства современных энсиматических островных дуг (рис. 2).

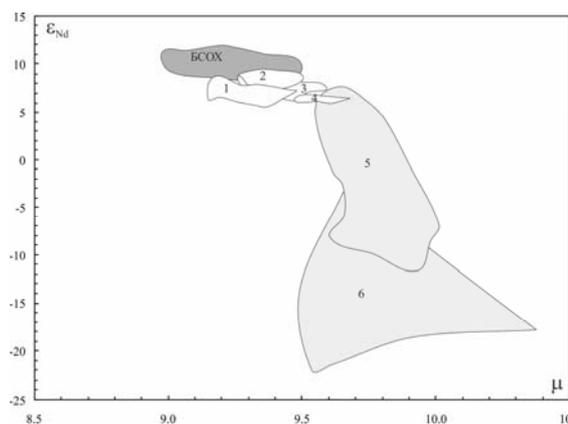


Рис. 2 – Диаграмма в координатах μ - ϵ_{Nd} с данными для современных островодужных комплексов Тихого океана. Энсиматические островные дуги: 1 – Соломоновы острова, 2 – островная дуга Изу-Бонин, 3 – острова Новой Британии, 4 – Алеутские острова. Активные окраины и зоны коллизии: 5 – Анды, 6 – остров Ява. Данные взяты из интернет-ресурса GEOROC: <http://georoc.mpch-mainz.gwdg.de>.

Различная степень контаминации коровым Pb при сравнительно малой вариации изотопных характеристик Nd может объясняться различной скоростью поступления этих элементов в область магмогенерации. Наблюдаемые в современных островодужных комплексах вариации в изотопном составе Pb (Isuzuka et al., 2007) объясняются следствием поступления свинца в область плавления из субдуцированных осадков в гидротермальных растворах. При этом скорость поступления Pb в область магмогенерации может возрастать от задуговой области к фронтальной части островных дуг (Kelley et al., 2005). В то же время, скорость поступления Nd может быть более равномерной либо слабо возрастать от фронтальной части к задуговой. Аналогичное объяснение может быть предложено и для наблюдаемых вариаций изотопного состава Pb и характера корреляции с изотопными характеристиками Nd в гранитах Озёрной зоны и пояса герцинид, образованных за счёт переработки вещества океанической коры при незначительном участии терригенного компонента древней континентальной коры. Особенности изотопного состава Pb в островодужных комплексах, как современных, так и палеозойских, указывают на то, что в обстановке формирования энсиматических

островных дуг терригенный компонент, вовлекавшийся в плавление, представляет собой вещество верхней коры.

Мантийный источник различных современных островодужных комплексов Тихого океана различается по изотопному составу Pb, отражая гетерогенность верхней мантии. В пределах ранних каледонид Озёрной зоны, как и герцинид Южной Монголии, подобной гетерогенности не отмечается, что позволяет отнести палеовулканические комплексы к единой океанической структуре. Кроме того, изотопные характеристики Nd в базальтах современных островодужных комплексов, расположенных вблизи континентальных окраин или в задуговых бассейнах, демонстрируют существенно больший диапазон значений по сравнению с изотопными характеристиками Nd в базальтах островных дуг, расположенных на более значительном удалении от континентов (рис. 2). Соответственно, можно предположить, что формирование островодужных комплексов Озёрной зоны и пояса герцинид Южной Монголии происходило в открытой океанической обстановке.

Ранние каледониды Озёрной зоны, в отличие от герцинид Южной Монголии (Саватенков и др., 2016), характеризуются большей дисперсией изотопных характеристик Pb, что отражает различие в геодинамическом режиме формирования палеоокеанических комплексов в раннем кембрии и девоне. Формирование палеоокеанических комплексов Озёрной зоны могло происходить в более тесном окружении

континентальных блоков, чем это происходило позднее в более южной части Палеоазиатского океана.

Работа выполнена при финансовой поддержке проектов РФФИ 17-05-00412 и 18-05-00105.

Список литературы

- Ярмолук, В.В., Ковач, В.П., Коваленко, В.И. и др. Состав, источники и механизмы формирования континентальной коры Озёрной зоны каледонид Центральной Азии: I. Геологические и геохронологические данные // *Петрология*. 2011. Т. 19. № 1. С. 83–107.
- Саватенков, В.М., Козловский, А.М., Ярмолук, В.В., Смирнова, З.Б. Изотопные характеристики свинца гранитоидов в герцинидах Центрально-Азиатского складчатого пояса как отражение процессов ювенильного корообразования // *Доклады РАН*. 2016. Т. 470. № 3. С. 335–339.
- Ishizuka, O., Taylor, R. N., Yuasa, M. et al. Processes controlling along-arc isotopic variation of the southern Izu-Boninarc. // *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 2007, v. 8, Q06008, doi:10.1029/2006GC001475.
- Stacey, J.S., Kramers, J.D. Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1975. V. 26. P. 207–221.
- Yarmolyuk, V.V., Kovalenko, V.I., Kozlovsky, A.M. et al. Crust-forming processes in the Hercynides of the Central Asian Fold belt // *Petrology*. 2008. V. 16. № 7. P. 679–709.
- Интернет-ресурс GEOROC: <http://georoc.mpch-mainz.gwdg.de>

УДК 551.21:551.72:551.24

Эволюция магматизма в зоне перехода "океан-континент" в мезоархее и геодинамические следствия (на примере Центрально-Бунделкхандского зеленокаменного комплекса, Индия)

А.И. Слабунов¹, В.К. Сингх²¹ *Институт геологии КарНЦ РАН, Петрозаводск, Россия.*
slabunov@krc.karelia.ru² *Бунделкхандский университет, Джанси, Индия***Ключевые слова:** архей, субдукция, вулканы, Бунделкхандский кратон,

Зеленокаменные пояса архейских кратонов, как правило, состоят из вулканитов. Бунделкхандский кратон Индийского щита не является исключением (Singh, Slabunov, 2016). Кратон состоит, главным образом, из гранитоидов (ТТГ, микроклиновые граниты, санукитоиды), но в его структуре установлены Центрально- и Южно-Бунделкхандский зеленокаменные пояса (Singh, Slabunov, 2016 и ссылки там). Центрально-Бунделкхандский зеленокаменный пояс (ЦБЗП) простирается с запада на восток приметно на 150 км и пересекает кратон на два террейна. Земная кора этих террейнов существенно отличается по геоэлектрическим характеристикам, а зона зеленокаменных поясов маркируется как высокопроводящая, разделяющая их.

Супракрустальные образования ЦБЗП состоят из двух стратотектонических ассоциаций: ранней – мезоархейской (около 2.81 млрд лет), представленной тремя толщами 1) метабаазальт-ультрамафитовой, 2) метариолит-дацитовый и 3) железистыми кварцитами и поздней – неоархейской (около 2,55 млрд лет), сложенной кислыми вулканитами. Контакты между толщами и ассоциациями тектонические. Структура ЦБЗП представляет собой тектонический коллаж. Важно отметить, что в южном борту зеленокаменного пояса установлено проявление метаморфизма эклогитовой фации, с возрастом около 2,8 млрд лет (Saha et al., 2011), т.е. близкого по возрасту к ранним кислым вулканитов. В зонах тектонических контактов проявляются метасоматические процессы с возрастом около 2,7 млрд лет. Эти тектоно-термальные события маркируют раннюю аккреционную стадию становления пояса. Окончательное его

формирование произошло в неоархее около 2.5 млрд лет, после позднего субдукционно-аккреционного события (Слабунов и др. 2018).

Петрогеохимические особенности мезоархейских вулканитов и геодинамические обстановки их формирования

Базит-ультрамафитовая ассоциация представлена метаморфизованными массивными, шаровыми, миндалекаменными лавами и серпентинитовыми породами. Они классифицируются по соотношению $\text{SiO}_2\text{-Na}_2\text{O+K}_2\text{O}$ и $\text{FeO}^*\text{-MgO-Na}_2\text{O+K}_2\text{O}$ как базальты и андезибазальты толеитовой и реже известково-щелочной серий. На катионной диаграмме $\text{Fe}_t\text{+Ti-Mg-Al}$ (Jensen, 1976) эти породы соответствуют, главным образом, высоко-Mg базальтам, а также коматиитовым базальтам и коматиитам. Единичные составы ассоциации по соотношению $\text{TiO}_2\text{-MgO}$ сопоставляются с породами бонинитовой серии (Malviya et al., 2006). Среди ультрамафитов описаны серпентин-тремолит-хлоритовые породы с реликтами оливина (Fo^{81-83}) и хромистой шпинели (36-39 % Cr_2O_3), что позволило идентифицировать их как кумулятивные островодужные (Malviya et al., 2006). На спайдер-диаграмме нормированных по хондриту содержаний редких элементов в породах ассоциации отчетливо проявлены отрицательные аномалии Nb и Ti, характерные для субдукционных образований (Рис. 1а). На дискриминационных диаграммах Th-Zr-Nb, Th-Nf-Nb, Th-Nf-Ta, Ti-V составы базит-ультрамафитовой ассоциации также соответствуют породам, формирующимся в островодужной геодинамической обстановке. Анализ положения аналитических точек их составов на диаграмме Nb/Yb-Th/Yb (Pearce, 2008) дает основание полагать, что часть пород формировалась в субдукционной обстановке без континентально-коровой контаминации, а другая уже в условиях влияния архейской континентальной коры. Формирование базит-ультрамафитовой составляющей рассматриваемого комплекса связывается с субдукционными процессами в интра-океанической островодужной системе, эволюционирующей в дугу с континентальной корой в надсубдукционной области.

Базит-ультрамафитовый магматизм в рассматриваемой системе сменяется кислым. Мезоархейские кислые вулканиты классифицируются как известково-щелочные дациты, реже риолиты. Содержание РЗЭ характеризуется (Рис. 1б): умеренной дифференциацией ($\text{La}_N/\text{Yb}_N = 7-11$), проявлением небольшой отрицательной Eu аномалии ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0,47-0,95$) и четких негативных Nb и Ti

аномалий, характерных для субдукционных вулканитов. На дискриминационных диаграммах Rb-Y+Nb, Nb-Y, Rb-Ta+Yb, Ta-Yb фигуративные точки составов кислых вулканитов также находятся в поле островодужных образований.

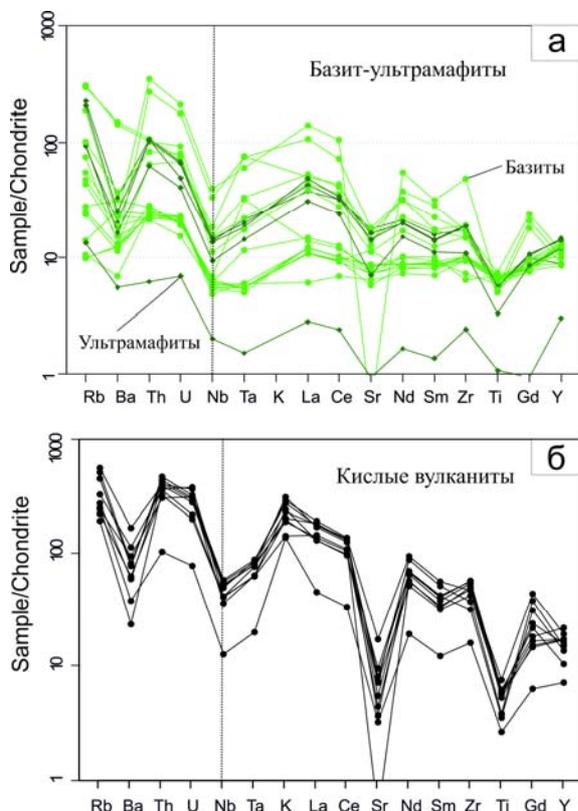


Рис. 1 – Нормированные по хондриту (Sun et al., 1980) содержания элементов в мезоархейских базит-ультрамафитах (а) и кислых вулканитах (б) Центрально-Бунделкхандского зеленокаменного пояса.

При этом мезоархейские (около 2,8 млрд лет) кислые вулканиты контаминированы древним коровым веществом, о чем свидетельствуют содержащиеся в них ксеногенные цирконы с возрастом 3,2 млрд лет (Singh, Slabunov, 2016). Этот факт предполагает существование в основании островной дуги древней континентальной коры (Рис. 2). Это мог быть ее фрагмент, сложенный 3,6-3,2 млрд лет гранитоидами Бунделкхандского кратона, который в составе субдуцирующей плиты подошел к зоне субдукции, вызвал ее перескок и стал частью надсубдукционной плиты (Рис. 2).

Таким образом, особенности состава вулканитов ЦБЗП позволяют предполагать, что в мезоархее здесь существовала зона субдукции, которая на ранних стадиях развивалась в режиме интра-океанической островной дуги, а на более поздних – в режиме зрелой островной дуги, которая в начале неархеей приключилась к

океанскому континентальному блоку, маркируя завершение раннего цикла развития системы океан-континент в этом регионе (Рис. 2).

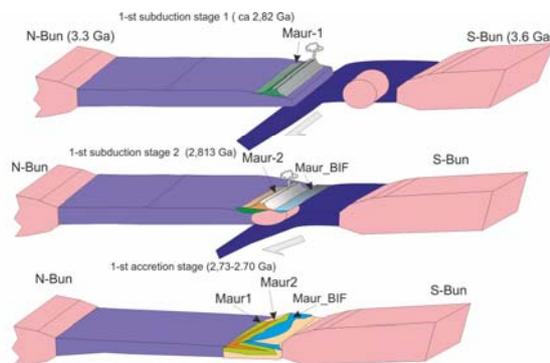


Рис. 2 – Геодинамическая модель эволюции земной коры Бунделкхандского кратона (Индия) в мезоархее и раннем неархее (Слабунов и др. 2018).

Благодарности

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проект № 17-55-45005 ИНД-а).

Список литературы

- Слабунов, А.И., Синг, В.К., Светов, С.А. (2018) Эволюция земной коры Бунделкхандского кратона Индийского щита и геодинамические процессы в архее. Проблемы тектоники и геодинамики земной коры и мантии. Материалы L Тектонического совещания. Том II. М.: ГЕОС. С. 193–196.
- Malviya, V.P., Arima, M., Pati, J.K., Kaneko, Y. (2006) Petrology and geochemistry of metamorphosed basaltic pillow lava and basaltic komatiite in the Mauranipur area: subduction related volcanism in the Archean Bundelkhand craton, Central India. *Journal of Mineralogical and Petrological Sciences*. Vol. 101. P. 199–217. DOI:10.2465/jmps.101.199
- Pearce, J.A. (2008) Geochemical fingerprinting of oceanic basalts with applications to ophiolite classification and the search for Archean oceanic crust. *Lithos*. Vol. 100. P. 14–48. DOI:10.1016/j.lithos.2007.06.016
- Saha, L., Pant, N.C., Pati, J.K. et al. (2011) Neoproterozoic high-pressure margarite-phengitic muscovite-chlorite corona mantled corundum in quartz-free high-Mg, Al phlogopite-chlorite schists from the Bundelkhand craton, north central India. *Contributions to Mineralogy and Petrology*. Vol. 161. P. 511–530. DOI: 10.1007/s00410-010-0546-7
- Singh, V.K., Slabunov, A. (2016) Two types of Archaean supracrustal belts in the Bundelkhand craton, India: geology, geochemistry, age and implication for craton crustal evolution. *Journal of the Geological Society of India*. Vol. 88. P. 539–548. DOI: 10.1007/s12594-016-0519-1

УДК 551.2 (52)

Внутриплитные вулканические провинции востока Азии: магматизм, глубинное строение, геодинамическая природа

В.В. Ярмолук, Е.А. Кудряшова, А.М. Козловский*Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, Москва, Россия. yarm@igem.ru***Ключевые слова:** внутриплитный вулканизм, Центральная Азия.

В пределах Центральной Азии широко развиты разновозрастные внутриплитные магматические ассоциации, формирование которых было сопряжено с развитием активных континентальных окраин. Особо выделяются позднепалеозойская и кайнозойская эпохи внутриплитного магматизма, сближающиеся глубоким проникновением магматических ассоциаций во внутренние области континентов. Но понимание того, какими механизмами обеспечивается подобное проникновение, можно получить лишь на основе анализа соотношений литосферных и подлитосферных процессов, сопровождавших формирование вулканических провинций. Моделью их участия в магматизме и в особенностях размещения продуктов последнего в структурах континента может служить позднекайнозойская вулканическая провинция, формирование которой происходит при участии поддающихся расшифровке современных геодинамических процессов.

На карте Новейшего вулканизма Северной Евразии (Лаверов и др., 2006) отчетливо выделяется крупная провинция внутриконтинентального вулканизма, не связанная с границами плит и занимающая территорию более 7 млн км² в восточной части Азиатского континента. Провинция разделяется на две субпровинции, различающиеся закономерностями структурной позиции вулканических областей. Вулканические области из разных участков провинции близки по составу магматических ассоциаций и истории своего развития. В качестве примера рассмотрим две вулканические области – Южно-Байкальскую (ЮБВО) и Южно-Хангайскую (ЮХВО) из западной части провинции (Ярмолук и др., 2011; Yarmolyuk et al., 2015). Вулканизм в этих областях развивался дискретно на протяжении нескольких десятков млн лет. Как правило, новый цикл вулканизма характеризовался перестройкой систем магмовыводящих каналов. Вулканические процессы сопровождались

процессами сбросо- и грабенообразования. Перерывы в магматической активности практически не влияли на тип извержений (преимущественно трещинный) и состав магматических продуктов. Формирование вулканических областей сопровождалось образованием горных сводов.

Среди вулканических продуктов провинции преобладают лавы основного состава повышенной щелочности и щелочные: базаниты, трахибазальты, гавайиты, трахиандезитбазальты, тефриты, тефрофонолиты, базальты. Базиты обогащены литофильными элементами и по их содержанию приближаются к ОИВ. Изотопные параметры пород ЮБВО и ЮХВО охватывают все многообразие состава источников мантийных расплавов провинции и отвечают комбинации источника PREMA с ЕМІ и ЕМІІ.

Геохимические и изотопные характеристики пород указывают на сходство их источников в разных участках провинции и, следовательно, механизмов, определивших появление этих источников в основании региона. Геологические данные свидетельствуют о локальном проявлении таких источников в пределах провинции, что привело к образованию пространственно разобленных и структурно не связанных вулканических областей.

В отношении природы провинции существуют различные представления. С одной стороны предполагается ее связь с процессами конвергенции на границе Тихоокеанской и Азиатской плит, с другой, высказаны соображения о наличии под провинцией горячего поля мантии, продуцирующего мантийные плюмы в основании вулканических областей. Вопрос упирается в характеристики глубинного строения региона. Согласно исследованиям гравитационного поля Центральной Азии (Зорин и др., 2006), было установлено наличие в регионе поднятия астеносферы до глубины менее 100 км и были выделены выступы астеносферы, отходящие от этого поднятия до глубин менее 50 км. Эти выступы тяготеют к основанию вулканических областей.

В последнее десятилетие D. Zhao (2011) выполнены сейсмотомографические исследования переходной зоны континент-океан, захватившие, в том числе, восточную часть позднекайнозойской вулканической провинции. В структуре мантии переходной зоны установлены высокоскоростные аномалии, отвечающие субдуцированным слэбам, которые прослеживаются до границы верхней и нижней мантией и следуют вдоль этой границы в сторону континента. Эти аномалии были интерпретированы как стагнированные участки субдуцированной литосферы, которые были

установлены и под вулканически активными районами провинции – вулканическими полями Вудаянчи и Чанбайшань. Это послужило основой для связи вулканической провинции с плавлением фертилизированной мантии стагнированных слэбов. Удаленность западного края вулканической провинции более чем на 2000 км от края стагнированных слэбов ставит под сомнение применимость этой модели при объяснении природы всей провинции.

В последние годы построены сейсмотомографические модели глубинной структуры ряда вулканических областей, в том числе ЮБВО и ЮХВО (Мордвинова и др., 2007; Zhao et al., 2006). В соответствии с ними в их основании располагаются столбообразные низкоскоростные аномалии, прослеживающиеся до глубин 600 км. Наглядную картину мантийных аномалий в основании этих вулканических областей представили M. Chen (2015). Такие аномалии имеют продолжение ниже основания верхней мантии, что позволяет говорить о связи областей с мантийными плюмами, имеющими нижнемантийное питание. Плюмовую природу по данным D. Zhao имеют также вулканические районы Хайнань и Датонг восточной части провинции.

В целом, имеющиеся данные позволили говорить о связи позднекайнозойской вулканической провинции с группой небольших мантийных плюмов, выделенной как Центрально-Азиатское горячее поле мантии (Ярмолюк и др., 1995). Эту группу, возможно, следует рассматривать как ответвление Тихоокеанского суперплюма. Его отображение можно видеть на карте рельефа подошвы литосферы, построенной по геотермическим полям для всей территории вулканической провинции (Диденко и др., 2010). В соответствии с ней выделяются не только выступы астеносферы, выделенные Ю.А. Зориным для Центрально-Азиатской части провинции, но и другие, располагающиеся в основании наиболее крупных вулканических областей восточной ее части. Эти выступы астеносферы отмечаются также в виде относительных минимумов на картах гравитационных аномалий. На карте гравитационных аномалий в редукции Буге четко прослеживается разделение вулканической провинции на две субпровинции. При этом восточная субпровинция, отвечающая равнинной части восточного Китая, согласуется с проекцией стагнированной части Тихоокеанского слэба, что указывает на влияние последнего на рельефообразование. Разделение на субпровинции не сказывается на составе источников магматизма, определивших сходство,

как динамики вулканизма в различных участках провинции, так и состава магматических продуктов в пространственно и структурно разделенных вулканических областях. Эта независимость состава магматизма от размещения стагнированного слэба свидетельствует о том, что источники магматизма были связаны с мантийными плюмами, которые сформировались без заметного влияния субдукционных процессов.

Благодарности

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского научного фонда (проект № 16-17-10186).

Список литературы

- Диденко, А.Н., Каплун, В.Б., Малышев, Ю.Ф. и др. (2010) Глубинное строение и металлогения Восточной Азии. Владивосток: Дальнаука. 330 с.
- Зорин, Ю.А., Турутанов, Е.Х., Кожевников, В.М., и др. (2006) О природе кайнозойских верхнемантийных плюмов в Восточной Сибири (Россия) и Центральной Монголии. Геология и геофизика. Т. 47. № 10. С. 1060–1074.
- Лаверов, Н.П., Коваленко, В.И., Ярмолюк, В.В. и др. (2006) Новейший вулканизм Северной Евразии: районирование и обстановки формирования. Доклады РАН. Т. 410. № 4. С. 498–502.
- Мордвинова, В.В., Дешам, А., Дугармаа, Т. и др. (2007) Исследование скоростной структуры литосферы на Монголо-Байкальском трансекте 2003 по обменным SV-волнам. Физика Земли. № 2. С. 21–32.
- Ярмолюк, В.В., Коваленко, В.И., Иванов, В.Г. (1995) Внутриплитная позднекейнозойская – кайнозойская вулканическая провинция Центральной – Восточной Азии – проекция горячего поля мантии. Геотектоника. № 5. С. 41–67.
- Ярмолюк, В.В., Кудряшова, Е.А., Козловский, А.М. и др. (2011) Позднекайнозойская вулканическая провинция Центральной и Восточной Азии. Петрология. Т. 19. № 4. С. 341–362.
- Chen, M., Niu, F., Liu, Q., et al. (2015) Mantle-driven uplift of Hangai Dome: new seismic constraints from adjoint tomography. *Geophys. Res. Lett.* P. 42.
- Yarmolyuk, V.V., Kudryashova, E.A., Kozlovsky, A.M., et al. (2015) Late Mesozoic–Cenozoic intraplate magmatism in Central Asia and its relation with mantle diapirism: evidence from the South Khangai volcanic region, Mongolia. *Journal of Asian Earth Sciences.* 111. P. 604–623.
- Zhao, D., Lei, J., Inoue, T., et al. (2006) Deep structure and origin of the Baikal rift zone. *Earth and Planetary Science Letters.* 243. P. 681–691.
- Zhao, D., Yu, Sh., Ohtani, E. (2011) East Asia: Seismotectonics, magmatism and mantle dynamics. *Journal of Asian Earth Sciences.* 40. P. 689–709.

СЕКЦИЯ III.
ГЕОХИМИЧЕСКОЕ И ТЕРМОДИНАМИЧЕСКОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ
ПРОЦЕССОВ МАГМООБРАЗОВАНИЯ В ЗОНАХ ПЕРЕХОДА
«ОКЕАН-КОНТИНЕНТ»

УДК 552.13

WinTWQ, Winpyrox - моделирование условий формирования ксенолитов гипербазитов и мегакристов из щелочных базальтоидов (Шаварын-Царам, Монголия)

А.В. Асеева, А.А. Карабцов, С.В. Высоцкий, А.А. Чашин, О.В. Авченко

Дальневосточный геологический институт ДВО РАН,
Владивосток, Россия. aseeva@fegi.ru

Ключевые слова: WinTWQ, WinPyrox, включения гипербазитов, мегакристов, щелочные базальтоиды.

Включения базитов, гипербазитов и мегакристов в щелочных базальтоидах - весьма интересные объекты для решения задач мантийной петрологии, поскольку они отражают, состав глубинных слоев Земли (Haggerty, 1995). Базальтоиды в этом случае служат не только транспортерами, но и «матриksom», в котором совершаются преобразования (преимущественно ретроградные) захваченных ксенолитов. Это и образование келифитовых кайм, и твердофазное разложение с образованием симплектитов, а также рост новообразованных минералов в трещинах и межзерновых пространствах первичных минералов. Именно поэтому разрозненный ксеногенный материал часто затруднительно использовать для реконструкции термодинамических параметров кристаллизации. Тем не менее, применение геотермометров и геобарометров возможно в том случае, когда достигается «локальное» термодинамическое равновесие внутри некоторого объема в некоторый момент времени (Коржинский, 1953). К минералам, сосуществующим в такой относительно закрытой системе, может быть применено понятие о минеральной ассоциации, что делает возможным моделирование физико-химических условий образования таких «условно равновесных» парагенезисов. В основе этой работы лежит предположение, что именно такое локальное равновесие устанавливается между минералами ксенолитов в щелочном базальте. Такое же равновесие характерно и для сростков мегакристов.

Для этой работы мы взяли образцы ультраосновных включений и мегакристов из щелочно-базальтового кайнозойского палеовулкана Шаварын-Царам (плато Хангай, Монголия). Это исключительная по

многообразию включений постройка: базальтоиды здесь насыщены крупными мегакристами Fsp, Crx, Grt, Ilm¹ и других минералов, а также обломками гипербазитов. Последние сложены преимущественно Crx, Ol и Орх, которые присутствуют в различных количественных соотношениях образуя ряды пород от перидотита до пироксенита. Spl, Phl и Grt могут присутствовать в этих включениях с основными минералами совместно или по отдельности, В некоторых случаях они слагают большую часть ксенолита.

Ранее мы уже пытались оценить физико-химические условия возникновения включений в щелочных базальтоидах Шаварын-Царам (Высоцкий и др., 2011, Асеева и др., 2014). Однако разброс рассчитанных значений T и P получился очень велик, поскольку при вычислении одного параметра (например, T), мы всегда были вынуждены фиксировать другой (P), в результате видели только частный случай общей картины. В поисках наиболее точной оценки физико-химических параметров образования включений гипербазитов из базальтоидов мы обратились к возможностям компьютерного моделирования – к программным комплексам WinTWQ 2.32 и Winpyrox.

WinTWQ 2.32 представляет собой программу под Windows, позволяющую рассчитывать кривые фазовых равновесий в координатах PT (Berman, 2007). В программе используется согласованная база термодинамических данных и твердых растворов, основанная на экспериментальных данных. По химическому составу минералов парагенезиса строятся кривые минеральных равновесий (рис. 1). Среди моделируемых минералов: Орх, Crx, Ol, Grt, Sil, Bt, Spl, Fsp, Pl, Ilm, Amp и другие.

Winpyrox - программа для Windows позволяющая извлечь из составов Орх и Crx максимум информации: выполняет расчет миналов, позиций катионов в пироксенах, оценку активности конечных членов рядов, позволяет сравнить точки составов пироксенов на различных классификационных диаграммах. В программе собраны представительные мономинеральные и дупироксеновые геотермобарометры: Nimis and Grütter (2010), Nimis (2000), Putirka (2008) и другие (Yavuz, 2013).

¹Здесь и далее Alm –альмандин, Atr-амфибол, Arapatit, Bt-биотит, Crx-клинопироксен, Di-диопсид, Fsp-полевой шпат, Grs-гроссуляр, Grt-гранат, Hd-геденбергит, Ilm-ильменит, Ol-оливин, Орх-ортотипироксен, Phl-флогопит, Pl-плагиоклаз, Py-пироп, Sil-силлиманит, Spl-шпинель, Ts- чермакит, (Whitney and Evans, 2010).

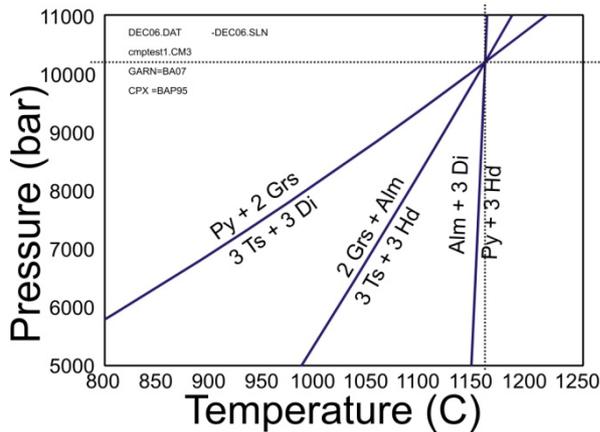


Рис. 1 – Положение кривых реакций между мегакристами Grt (Alm+Py+Grs) и Cpx (Ts+Di+Hd) в координатах PT (10000 кбар, 1160 °C). Точка пересечения кривых принимается за область, где миналы минералов заданного состава приходят в равновесие.

Моделирование (WinTWQ и WinPyrox) по гипербазитам и мегакристам из щелочно-базальтового палеовулкана Шаварын-Царам позволило выделить три интервала равновесий, характерных для этого геологического объекта (табл. 1).

Таблица 1 – Расчетные значения (округлены) PT-условий образования гипербазитовых включений и мегакристов в щелочных базальтоидах Ш-Ц (Монголия). P – кбар., T – °C.

Ассоциация	1 интервал		2 интервал		3 интервал	
	P	T	P	T	P	T
Grt-Орх-Срх-Ол	15-16	1050	7,5	1100	-	-
Grt-Орх-Срх	12-14	1050	8,5	1050	4	1050
Grt-Spl-Срх-Орх	12-13	1100	7,5	1120	-	-
Ол-Орх-Срх-Spl	15-16	1100	9,5	1010	4	900
Срх-Ар-Pl-Phl	11-13	1150	-	-	-	-
Ол-Срх-Орх-Phl	-	-	8-9	1020	-	-
Grt-Срх (мегакр)	11	1100	-	-	5	950

«Первичные» минералы ассоциации гипербазитов (Срх± Ол, Орх, Grt, Spl) образовались на глубине соответствующей 12-16 кбар, и позже дважды (P=8-10 кбар, P=4-5 кбар) приходили в равновесие с окружающими их минералами. Минералы мегакристов (Grt, Срх) образовались позже (P=11 кбар), эти минералы вновь пришли в равновесие при давлении 5 кбар (табл.1). Температуры образования минералов «первичной» ассоциации варьируют для ксенолитов гипербазитов различных типов от 1100 до 1050 °C, температура образования минералов мегакристовой ассоциации 1100-1070 °C. Увеличение температуры с уменьшением глубины может свидетельствовать о процессах окисления при подъеме базальтовой магмы, несущей включения гипербазитов и мегакристы к поверхности.

Таким образом, моделирование с помощью программных комплексов WinTWQ и WinPyrox позволило получить новые данные и интерпретировать полученные ранее, выделив интервалы PT, в которых сосуществующие минералы находились в равновесных условиях.

Авторы благодарят Л.Я. Арановича и Ф. Явуза за возможность работы с программами WinTWQ и WinPyrox и Андрея Асеева за адаптацию программы Winpyrox для использования на имеющемся оборудовании.

Список литературы

Асеева, А.В., Высоцкий, С.В., Карабцов, А.А. и др. (2014) Трансформация гранатовых мегакристов под воздействием щелочных базальтовых магм. Тихоокеанская геология. Т. 33. №2. С. 53–63.

Высоцкий, С. В., Будницкий, С. Ю., Рассказов, С. В. и др. (2011) О сохранности радиогенного аргона в мантийных слюдах in situ: датирование глубинных включений палеовулкана Шаварын-Царам, Монголия. Доклады Академии Наук. Т. 440. № 5. С. 674–677.

Коржинский, Д.С. (1953) Инфильтрационный метасоматоз при наличии температурного градиента и приконтактовое метасоматическое выщелачивание. Записки ВМО. Т. 82. № 3. С. 161–172.

Berman, R.G. (2007) WinTWQ (version 2.3): a software package for performing internally-consistent thermobarometric calculations. Geological Survey of Canada, Open File 5462, (ed. 2.32), 41 pages.

Haggerty, S.E. (1995) Upper mantle mineralogy. J. Geodinmics. Vol. 20. No. 4. P. 331–364.

Yavuz, F. (2013) WinPyrox: A Windows program for pyroxene calculation classification and thermobarometry. American Mineralogist. Vol. 98. Issue 7. P. 1338–1359.

Whitney, D.L. and Evans, B.W. (2010) Abbreviations for Names of Rock-Forming Minerals. American Mineralogist. Vol. 95. P. 185–187.

УДК 550.93

К проблеме выбора геохронометра для К-Аг датирования неогеновых вулканитов (на примере лав Срединного хребта Камчатки)

В.А. Лебедев¹, М.М. Певзнер², А.О. Волынец³

¹ Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, Москва, Россия. leb@igem.ru

² Геологический институт РАН, Москва, Россия.

m_pevzner@mail.ru

³ Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский, Россия. a.volynets@gmail.com

Ключевые слова: изотопная геохронология, К-Аг датирование, плиоценовые лавы, геохронометр, Камчатка

Одной из важных проблем при изотопном датировании различных геологических образований является обоснованный выбор оптимального материала для анализов (геохронометра), использование которого обеспечит получение надежных и достоверных данных о возрасте изучаемых объектов. В зависимости от типа (вулканиты, интрузивные образования, метасоматиты и рудные жилы и т.д.) и химического состава пород, а также времени их формирования при использовании одного и того же изотопного метода критерии выбора такого геохронометра могут кардинально различаться.

Как известно, К-Аг метод изотопного датирования (включая его традиционный вариант с изотопным разбавлением и вариант $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ – ступенчатый нагрев) является наиболее универсальным инструментом при датировании различных геологических формаций. Диапазон его применения охватывает период времени от первых тысяч – десятков тысяч до миллиардов лет (например, Чернышев и др., 2006). Однако основной гарантией получения надежных значений возраста при К-Аг датировании является, в первую очередь, именно выбор геохронометра, отвечающий конкретной поставленной задаче исследований.

Наиболее сложной проблемой при К-Аг датировании является определение возраста молодых (неоген-четвертичных) магматических пород, вследствие малых количеств накопленного в них *in situ* радиогенного ^{40}Ar . Последнее обстоятельство требует применения специальной высокочувствительной масс-спектрометрической аппаратуры, обладающей высоким разрешением, и разработки особых

методик измерения концентрации аргона. Кроме того, имеется и ряд геохимических факторов, создающих определенные ограничения при датировании молодых, в первую очередь четвертичных пород. Одним из них является возможное присутствие во вкрапленниках лав избыточного ^{40}Ar (захваченного или унаследованного). Для позднплейстоценовых вулканитов его количества в различных фенокристаллах (биотит, плагиоклаз и др.) могут оказаться сопоставимыми или даже превышать количество образованного *in situ* радиогенного ^{40}Ar , что приводит к получению удревненных (иногда в разы) датировок по сравнению с реальным возрастом пород (Чернышев и др., 2002; 2006; Лебедев и др., 2007, и др.). Присутствие избыточного аргона во вкрапленниках лав было ранее обнаружено нами и при датировании миоценовых вулканических образований (например, для вулкана Банска Штявница в Словакии, Chernyshev et al., 2013). Методические исследования, проведенные в последние десятилетия (Matsumoto, Kobayashi, 1995; Чернышев и др., 2006; и др.), показали, что при К-Аг датировании молодых, в первую очередь четвертичных вулканитов в качестве геохронометра необходимо использовать микролитовую основную массу (матрицу) лав, затвердевавшую после излияния магмы на поверхность и не содержащую избыточного ^{40}Ar .

Однако на практике многие исследователи по-прежнему используют для К-Аг датирования молодых вулканитов валовые пробы, не прибегая к минеральной сепарации для удаления из них вкрапленников. В этой связи нами предпринята попытка сопоставить значения К-Аг возраста, полученные с использованием валовых проб и микролитовой основной массы для неогеновых вулканитов. В качестве объекта исследований было выбрано два образца порфирировых мио-плиоценовых лав кальдеры Хангар и горы Юртиная, расположенных в пределах Срединного хребта Камчатки. Андезит вулкана Хангар (обр. ХНГ-12-05) содержит вкрапленники биотита, амфибола, пироксена и полевых шпатов, базальтовый андезит горы Юртиная (обр. ОЗК-11-01) – мегакристы плагиоклаза (Певзнер и др., 2017). Полученные результаты для валовых проб и основной массы этих пород представлены в таблице.

Из таблицы видно, что К-Аг датировки, полученные по валовым пробам и основной массе изученных вулканитов, в данном случае совпадают в пределах погрешности. Соответственно, можно сделать вывод о том, что вкрапленники в средних-основных лавах кальдеры Хангар и горы Юртиная не содержат

Таблица – Результаты К-Аг датирования пар валовая проба – основная масса из неогеновых вулканитов Срединного хребта Камчатки.

Образец	Материал	K,%±σ	⁴⁰ Ar _{вал.} нг/г ±σ	⁴⁰ Ar _{возд.} (%), в обр	Возраст, млн лет ±2σ
ХНГ-12-05	валовая проба	1,22±0,02	0,599±0,004	57,3	7,06±0,25
	основная масса	1,38±0,02	0,671±0,003	57,6	7,00±0,20
ОЗК-11-01	валовая проба	1,31±0,02	0,537±0,002	13,9	5,90±0,19
	основная масса	1,98±0,02	0,806±0,003	30,1	5,86±0,13

столь значительных количеств избыточного ⁴⁰Ar, которые могли бы привести к искажению изотопного возраста.

Несмотря на фактически полное совпадение значений изотопных возрастов, полученных для матрицы и валовых проб двух изученных образцов пород Срединного хребта Камчатки, тем не менее, мы по-прежнему настоятельно рекомендуем использовать для датирования неогеновых вулканитов исключительно микролитовую основную массу. В качестве обоснования можно привести следующие аргументы.

- (1) Выборка из двух проб, естественно, не может считаться представительной. Соответственно, нельзя исключать возможность получения удревленных датировок по валовым пробам неогеновых пород других вулканов или лавовых потоков, т.к. примеры подобного искажения изотопных возрастов известны из литературы.
- (2) Основная масса пород в отличие от валовых проб является в существенной степени гомогенным геохимическим материалом. Учитывая тот факт, что при К-Аг датировании определение концентраций калия и аргона производится в разных навесках изучаемой пробы, это обстоятельство является весьма важным.
- (3) Содержание калия в основной массе лав обычно заметно выше по сравнению с валовыми пробами, содержащими обедненные этим элементом фенокристы (плагиоклаз, амфибол, пироксен, оливин). Соответственно, К-Аг датирование проб основной массы с более высоким по отношению к породе содержанием калия и, как следствие, радиогенного ⁴⁰Ar, образованного *in situ*, дает возможность получить более точные и надежные результаты.

Благодарности

Работа выполнена в соответствии с Госзаданиями по темам ГИН РАН № 0135-2018-0037 (пробоподготовка), ИВиС ДВО РАН № 0282-2016-0004 (минералогические исследования, К-Аг датирование), а также при финансовой поддержке гранта РФФИ № 17-05-00112 (анализ данных).

Список литературы

- Лебедев, В.А., Чернышев, И.В. (2007). Изотопная К-Аг систематика молодых вулканических пород: количественная оценка содержания избыточного (захваченного) ⁴⁰Ar в минералах вкрапленников. XVIII Симпозиум по геохимии изотопов им. акад. А.П.Виноградова. Тез. докл. конференции. Москва. ГЕОХИ РАН. С. 155–156.
- Певзнер, М.М., Вольнец, А.О., Лебедев, В.А. и др. (2017) Начало вулканической активности в пределах Срединно-метаморфического массива (Срединный хребет, Камчатка). Доклады Академии наук. Т. 475. № 5. С. 546–550.
- Чернышев, И.В., Лебедев, В.А., Бубнов, С.Н., и др. (2002) Изотопная геохронология извержений четвертичных вулканов Кавказа. Геохимия. № 11. С. 1151–1166.
- Чернышев, И.В., Лебедев, В.А., Аракелянц, М.М. (2006) К-Аг геохронология четвертичных вулканитов: методология и интерпретация результатов. Петрология. Том 14. № 1. С. 69–89.
- Chernyshev, I.V., Konečný, V., Lexa, J., et al (2013). K-Ar and Rb-Sr geochronology and evolution of the Štiavnica Stratovolcano (Central Slovakia). *Geologica Carpathica*. 64 (4). P. 327–351.
- Matsumoto, A., Kobayashi, T. (1995). K-Ar age determination of late Quaternary volcanic rocks using the “mass fractionation correction procedure”: application to the Younger Ontake Volcano, central Japan. *Chemical Geology*. 125. P. 123–135.

УДК 552.11:549

Индикаторная роль шпинель-оливинового парагенезиса на примере дунитов центральной части массива Кондер

Г.П. Пономарев

Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН
Петропавловск-Камчатский, Россия; ponomarev@kscnet.ru

Ключевые слова: парагенезис, шпинель, оливин, равновесие.

Минералы групп шпинели и оливина достаточно типичны для фазового состава большинства пород из отрядов ультраосновных и основных магматических пород.

Для оценок физико-химических условий образования этих минералов используются, как содержания в них минералообразующих, так и примесных элементов. На основе содержаний минералообразующих элементов создан и опубликован достаточно большой ряд уравнения, описывающих равновесное распределение этих элементов в системах расплав-шпинель, расплав-оливин, расплав-шпинель-оливин. Эти уравнения позволяют оценивать равновесность указанных фаз, содержания ряда элементов в равновесном с данной фазой, или парагенезисом расплава, а также численные значения температуры, давления и фугитивности кислорода для данного равновесия. Наиболее востребованными в настоящее время в петрологической практике для оливина являются: K_d (Fe/Mg) расплав-оливин, и ряд уравнений из работы (Putirka, 2008). В работах (Пономарев, Пузанков, 2012; Пономарев, Пузанков, 2016) представлен ряд уравнений, полученных авторами, для всех выше указанных парагенезисов и позволяющими проводить такие расчеты. Сравнительное тестирование некоторых из этих уравнений и уравнений для расчета аналогичного параметра из работы (Putirka, 2008) показало способность созданных уравнений давать сравнимые результаты с расчетами по уравнениям из работы (Putirka, 2008), а в ряде случаев получать и более качественные расчетные величины. Ниже, в качестве примеров, представлены 2 уравнения и их статистические характеристики (Пономарев, Пузанков, 2016):

Система расплав-шпинель с недосыщенным флюидом расплавом (67 точек), диапазон давлений 0.2- 2 ГПа. Расчет температуры:

$$T = 5,85Z1 + 1173,8;$$

где $Z1 = 2Mg_m - Ti_{sp} - Fe_{sp} - Al_m + Na_m$; диапазон значений 925–1350°C; N1-65; R-0,91; $\sigma - 40^\circ\text{C}$; $\chi^2 - 0,98$.

Система расплав-оливин с недосыщенным флюидом расплавом (310 точек), диапазон давлений 0,01–3,5 ГПа. Расчет температуры:

$$T = 10,63Z1 + 791,2;$$

где $Z1 = (90Mg_m)/Mg_{ol} + Mg_{ol}/3 - Al_m/3 + 8Ca_{ol} + 3Ti_m$; диапазон значений 693–1600°C; N1-301; R-0,95; $\sigma - 40^\circ\text{C}$; $\chi^2 - 4,51$

Расчет содержания магния в расплаве:

$$Mg_m = 0,44Z1 - 18,41;$$

где $Z1 = T/15 - 1,1Al_m - (1,2Na + K)_m + Mg_{ol}/3 - 3Ti_m$; диапазон значений 0,35–37,5 атом. %; N1-303; R-0,96; $\sigma - 1,84$ атом. %; $\chi^2 - 3$.

Примесные элементы в составе оливина (Ni, Co, Mn, Cr, Ti, Ca) также являются генетическими индикаторами. Благодаря развитию методик микронного анализа все большее значение в генетических моделях начинает играть содержание кальция в оливине. В работах (Пономарев, 2014а, 2014б, Пономарев, Пузанков, 2016) показано, что наряду с K_d (Fe/Mg) расплав-оливин, содержание кальция в оливине является равнозначным критерием равновесия оливина с расплавом.

Весь этот набор генетических критериев (содержания кальция в оливине и система уравнений) были использованы для расчетов условий кристаллизации дунитов, слагающих ядерную часть массива Кондер, давшей при разрушении россыпное месторождение платиноидов. Массив имеет концентрически зональное строение, расположен на юго-востоке Алданского щита и образовался на этапе тектоно-магматической активизации региона. Для оценок и расчетов были использованы данные по составам шпинели и оливина из дунитов (Приходько, Пономарев, 1990; Симонов и др., 2011), расплавных включений в шпинели (Симонов и др., 2011) и платиноносных хромититов(оливин), образующих шпир и гнезда в дунитах (Пушкарев и др., 2015).

Первоначально, по содержаниям CaO в кристаллах оливина (1 – больше 0,1 вес. % и 2 – меньше 0,1 вес. %) были выделены 2 группы кристаллов. Первая представлена оливином дунитов – кальций содержащим, согласно выводам (Пономарев, Пузанков, 2012; Пономарев, 2014а, 2014б; Пономарев, Пузанков, 2016) может быть равновесна с расплавом. Вторая группа – это оливины, включенные в хромшпинелиды из платиноносных хромититов - низко кальциевая, что указывает на метасоматическую природу их составов, хотя в платиноносных хромититах могут встречаться и кальций содержащие оливины.

Затем были выбраны и сформированы 14 парных анализов шпинель – оливин (кальций содержащий), представляющие наименьшие, средние и наибольшие по магнезиальности составы фаз из различных структурно-текстурных разновидностей пород центральной части массива. Эти составы были проверены на равновесность с помощью уравнений (11 шт.), описывающих равновесное распределение элементов в системе расплав-шпинель-оливин в «сухих» условиях под давлением и с участием флюида под давлением. Равновесными, практически все пары, оказались в условиях с участием флюида. Что хорошо совпало с данными по содержаниям воды (~ 0,5 вес. %) в расплавных включениях из шпинели. Хотя, возможно, произошла частичная потеря воды из расплавных включений, что достаточно типично.

Для расчетов условий кристаллизации с использованием составов расплавных включений было сформировано 16 вариантов предполагаемых парагенезисов расплав(состав расплавного включения) – оливин и расплав – шпинель, которые рассчитывались по формулам для 2 случаев: недосыщенного флюидом расплава и с известным содержанием флюида (1 и 2 вес. %). Кроме этого для расчетов использовался и сам состав расплава (расплавного включения), который проверялся на равновесность. Рассчитывались следующие величины (53 уравнения): значения температуры и давления, содержания кремния, алюминия, магния и сравнивались с реальными содержаниями указанных элементов в расплаве. По результатам расчетов были получены следующие выводы. Составы расплавных включений не в полной мере являются равновесными и с оливином и со шпинелью и вероятно изменили свой первичный состав за счет влияния минерала хозяина. На это кроме расчетов указывают также большой разброс составов расплавных включений, изученных в кристаллах шпинели, и высокие содержания Cr_2O_3 в них (1 – 3 вес. %), что не типично для магматических расплавов. Наиболее магнезиальный оливин из раскристаллизованных расплавных включений (MgO – 52,78 вес. %) образовался при температурах $1300\text{--}1340 \pm 50^\circ\text{C}$ и давлении $\sim 1,6\text{--}1,8 \pm 0,2$ ГПа.; наиболее равновесным с с этим оливином является расплав с содержанием MgO $\sim 16\text{--}17$ вес. %. Кристаллы шпинели довольно однородны по содержаниям магния (MgO $\sim 8\text{--}9$ вес. %) и с некоторой долей условности равновесны с расплавом, содержащим ~ 21 вес.% MgO , в условиях кристаллизации при температуре $1300\text{--}1340 \pm 40^\circ\text{C}$ и давлении $1,6\text{--}1,9 \pm 0,3$ ГПа.

Рассчитанные условия кристаллизации по давлению соответствуют глубинам 40–50 км. Если кумуляция шпинели и оливина происходила в очаге на этой глубине следовало бы ожидать однообразной температуры 700 – 800°C, соответствующей температуре закрытия межфазовых обменных реакций. Это дает основание полагать, что кумуляция фаз происходила вблизи поверхностном очаге на глубинах $\sim 10 - 15$ км с последующим тектоническим выжиманием пластичных фрагментов затвердевающего массива. Или же кумуляцию фаз в подводящем магматическом канале в случае вулканической деятельности. Присутствие кальция содержащих и низко кальциевых разновидностей оливина в платиносодержащих хромититах ядерной части массива позволяет полагать, что образование этих хромититов началось в магматическую стадию и продолжалось на стадии метасоматоза.

Список литературы

- Пономарев, Г.П., Пузанков, М.Ю. (2012) Распределение породообразующих элементов в системе основной–ультраосновной расплав–шпинель, оливин, ортопироксен, клинопироксен, плагиоклаз по экспериментальным данным: геологическое приложение. М.: ПРОБЕЛ. 664 с.
- Пономарев, Г.П. (2014а) Содержание кальция в кристаллах оливина, выросших из экспериментальных расплавов. Часть 1 // Литосфера. № 4. С. 66–79.
- Пономарев, Г.П. (2014б) Содержания кальция в кристаллах природного оливина, как показатель их генезиса. Часть 2 // Литосфера. №5. С. 57–70.
- Пономарев, Г.П., Пузанков, М.Ю. (2016) Распределение породообразующих элементов в системе основной–ультраосновной расплав–шпинель–оливин с участием водного флюида по экспериментальным данным. ВЕСТНИК КРАУНЦ. НАУКИ О ЗЕМЛЕ. Выпуск 32. 4. С. 59–72.
- Приходько, В.С., Пономарев, Г.П. (1990) Составы породообразующих минералов лунитов Кондерского массива. Тихоокеанская геология, 2, 59–69.
- Пушкарев, Е.В., Каменецкий, В.С., Морозова, А.В., и др. (2015) Онтогенез рудных хромшпинелидов и состав включений как индикаторы пневматолито-гидротермального образования платиноносных хромититов массива Кондер (Алданский щит). Геология рудных месторождений, 57(6), 394–423
- Симонов, В.А., Приходько, В.С., Ковязин, С.В. (2011) Условия формирования платиноносных ультраосновных массивов юго-востока Сибирской платформы. Петрология. 19(6), 579–598.
- Putirka, K.D. (2008) Thermometers and barometers for volcanic systems // Reviews in Mineralogy and Geochemistry. V. 69. P. 61–120.

УДК 552.11

Распределение породообразующих элементов в системе расплав - кальциевый амфибол по экспериментальным данным.

Пономарев Г.П., Пузанков М.Ю.

*Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, 683006
Петропавловск-Камчатский; e-mail: ponomarev@kscnet.ru*

Ключевые слова: парагенезис, амфибол, расплав, равновесие

Первично магматические амфиболы входят в состав минеральных ассоциаций большинства, наиболее распространенных видов, магматических пород. В вулканитах они представлены вкрапленниками и относительно редко встречаются среди микролитов в основной массе. В амфиболах, являющихся многокомпонентными твердыми растворами, практически все породообразующие элементы являются и минералообразующими, включая и флюидную составляющую магм, в отличие от главных магматических породообразующих минералов, состоящих, как правило, всего из нескольких породообразующих оксидов. Это делает привлекательным использование их составов для создания широкого круга уравнений, на основе экспериментальных данных, связующих составы фаз в системе расплав + амфибол с составом расплава, температурой, давлением, содержанием летучих, в частности воды, фугитивности кислорода и т. д. В настоящем в петрологической практике для расчетов условий магматической кристаллизации амфиболов используются в основном такого рода уравнения из работ (Ridolfi, Renzulli, 2012; Molina et al., 2015; Putirka, 2016). Но приводимые в каждой из работ наборы уравнений имеют те, или иные ограничения: или созданы на небольшом числе экспериментальных результатов (менее 100 точек), или используются только составы одной из фаз парагенезиса, или отсутствуют уравнения, позволяющие судить о равновесности системы расплав-амфибол, что крайне важно для различения природных ассоциаций от парагенезисов. Для дополнения и расширения возможностей подобного рода систем уравнений для парагенезиса расплав-амфибол нами был использован массив экспериментальных данных, созданный на основе базы экспериментальных данных по фазовым равновесиям изверженных горных пород (система ИНФОРЭКС) (Арискин,

Бармина, 2000). Сложностью для последующих расчетов является то, что в экспериментах, из этой базы данных, не указаны содержания летучих, в частности воды, а указано только насыщенными, или недосыщенными водой являются расплавы этой системы. Это не позволяет учесть влияние содержаний воды на особенности межфазного распределения элементов, что, вероятно, ухудшило информативность полученных уравнений. Характеристики этого собранного массива экспериментальных данных, объединяющим эксперименты с насыщенным и недосыщенным флюидом расплавами, представлены ниже в таблице.

Таблица – Интервалы содержаний компонентов в расплавах и амфиболах.

1	2	3
	LQw%	LQ ат. %
SiO ₂	38,54 - 79,84	37,28 - 76,06
TiO ₂	0,03 - 4,4	0,02 - 3,14
Al ₂ O ₃	7,59 - 25,5	8,61 - 27,38
FeO	0,54 - 19,12	0,42 - 15,31
MnO	0,01 - 0,68	0 - 0,53
MgO	0,02 - 6,20	0,01 - 8,29
CaO	0,74 - 16,50	0,69 - 16,13
Na ₂ O	0,3 - 11,94	0,55 - 21,23
K ₂ O	0,07 - 5,94	0,08 - 7,06
P ₂ O ₅	0,01 - 2,47	0,01 - 1,96
Cr ₂ O ₃	0,01 - 0,07	0,01 - 0,05
H ₂ O	3,3 - 16,20	

1	4	5
	HBw%	HB ат. %
SiO ₂	37,78 - 53,68	36,06 - 51,76
TiO ₂	0,11 - 6,44	0,07 - 4,74
Al ₂ O ₃	1,84 - 19,33	2,08 - 22,27
FeO	2,86 - 24,37	2,16 - 19,97
MnO	0,04 - 1,92	0,03 - 1,61
MgO	4,98 - 19,33	7,25 - 26,40
CaO	5,14 - 15,4	5,39 - 14,95
Na ₂ O	0,59 - 4,51	1,10 - 8,09
K ₂ O	0,01 - 2,31	0,01 - 2,71
P ₂ O ₅	0,02 - 0,4	0,02 - 0,32
Cr ₂ O ₃	0,01 - 0,27	0,01 - 0,19
H ₂ O	1,06 - 3,25	

Примечание. 1 компоненты. 2, 4 интервалы содержаний компонентов в весовых процентах 2 - в расплаве, 4 - в амфиболах. 3, 5 интервалы содержаний компонентов в атомных процентах 3 - в расплаве, 5 - в амфиболах. Интервалы значений в опытах давления 0.5 - 27.0 килобар, температуры 675 - 1130 °С, фугитивности кислорода (-4,13) - (-16,52). В 111 опытах фугитивность кислорода не регистрировалась, в большинстве опытов фугитивность кислорода соответствовала буферам QFM±, NNO± и их

окрестностям, соответственно в 114 и 229 опытах. Единичные эксперименты проводились проводились при соответствии буферам CCO, COC, IW, NH, MMO, WM.

С использованием этого массива экспериментальных данных была создана система уравнений, позволяющая вычислять значения следующих величин в равновесной системе расплав-амфибол: содержания Si, Ti, Al, Fe (все в виде Fe²⁺), Mg, Ca, Na в расплаве; значения T и P; равновесие расплав-амфиболового парагенезиса по содержаниям ряда элементов в этих фазах. Ниже представлены некоторые из этих уравнений.

Расчет содержания кремния в расплаве

$$Si_m = 0,78 * Z1 + 52,19$$

$$\text{где } Z1 = Si_{Amf} - 5 * Ti_m - Ti_{Amf} - Fe_m + Fe_{Amf} / 3 - Al_m - Na_m / 1,5 - 2 * K_{Amf}$$

диапазон значений 37,3–76,1 атом.%; N1 — 493; R — 0,95; σ — 2,25 атом.%; χ^2 — 1,9

Расчет температуры (с учетом давления)

$$T = -1,14 * Z1 + 1060,8$$

$$\text{где } Z1 = Si_{Amf} + 2 * Si_m - 10 * (Ti_{Amf} + Na_{Amf}) + 2 * Fe_{Amf} + 3 * (Fe_{Amf} + 9) / Fe_m - 4 * Mg_m - 3 * Ca_m - 2 * P$$

диапазон значений 675–1130°C; N1–491; R–(0,87); σ — 43,5°C; χ^2 — 3,46.

Среди полученных уравнений некоторые имеют невысокие значения коэффициентов корреляции (R) — (~ 0,75–0,86) и значениями χ^2 — 3,5 и выше (что указывает на неполное соответствие распределения ошибок закону нормального распределения). К их числу относятся уравнения для расчета содержаний титана, магния, натрия в расплаве и давления (R— 0,75; χ^2 = 7,13), а также одно из уравнений для расчета температуры. Результаты расчетов по этим уравнениям можно относить к разряду оценочных на данном этапе исследований.

На этом, использованном для расчетов уравнений, массиве данных были протестированы уравнения для расчетов значений температуры и давления и содержаний кремния в расплаве из работ (Ridolfi, Renzulli, 2012; Molina et al., 2015; Putirka, 2016). Результаты тестирования показали следующее. Уравнения для расчетов температуры имеют значения R в интервале 0,5–0,84 и значения χ^2

= 3,88–7,99 и могут быть использованы, как оценочные. Уравнения для расчета давления показали следующие результаты: R имеет значения 0,48–0,7; χ^2 = 9,66–19,09 и отличаются в худшую сторону от полученного нами (R—0,75; χ^2 = 7,13) результата. Эти характеристики однозначно указывают на низкую информативность получаемых значений температуры и давления по тестируемым уравнениям. Приемлемыми для расчетов, с некоторой долей осторожности, можно считать уравнения для расчета содержания SiO₂ в расплаве из (Putirka, 2016), имеющие следующие характеристиками по результатам тестирования: R=0,73–0,76; χ^2 = 2,92–1,62. К сожалению, нам не удалось протестировать амфиболовый геобарометр из работы (Симакин, Шапошникова, 2017) из-за графической обработки данных. В целом мы полагаем, что учет содержаний воды в экспериментальных результатах и использование данных по системам расплав + амфибол + магнетит, расплав + амфибол + клинопироксен, расплав + амфибол + плагиоклаз и различные варианты комбинаций из этих систем позволят получить уравнения, дающие более высокоточные расчеты искомым величин.

Список литературы

- Арискин, А.А., Бармина, Г. С. (2000) Моделирование фазовых равновесий при кристаллизации базальтовых магм. М.: Наука. 363с.
- Симакин, А.Г., Шапошникова, О.Ю. (2017) Новый амфиболовый геобарометр для высокомагнезиальных хандезитовых и базальтовых магм. Петрология. 25 (2). С.215–230.
- Molina, J.F., Moreno, J.A., Castro, A., et al. (2015) Calcic amphibole thermobarometry in metamorphic and igneous rocks: new calibrations based on plagioclase/amphibole Al-Si partitioning and amphibole/liquid Mg partitioning. Lithos. Vol. 232. P. 286–305.
- Putirka, K. (2016) Amphibole thermometers and barometers for igneous systems and some implications for eruption mechanisms of felsic magmas at arc volcanoes. Amer. Mineralogist. Vol. 101. P. 841–858.
- Ridolfi, F., Renzulli, A. (2012) Calcic amphiboles in calc-alkaline and alkaline magmas: thermobarometric and thermometric empirical equations valid up to 1,1300C and 2.2 GPa. Contrib. Mineral. Petrol. 163. P. 877–895.

УДК 548.4+550.4

Включения в хромшпинелидах из ультрабазитов – источник прямой информации о параметрах глубинных магматических систем в зонах современной и древней субдукции

В.А. Симонов¹, Н.Л. Добрецов², А.В. Котляров¹¹ Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, Новосибирск, Россия. kotlyarov@igm.nsc.ru² Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН, Новосибирск, Россия

Ключевые слова: включения, хромшпинелиды, ультрабазиты, магматизм, субдукция.

Все подвижные компоненты (флюиды и расплавы), принимающие участие в процессах формирования пород в зонах субдукции, неизбежно оставляют свои следы в виде микровключений в минералах. В связи с этим весьма перспективным для выяснения параметров глубинных магматических систем могут стать исследования включений минералообразующих сред.

Особый интерес представляют включения в шпинелях, так как данный минерал является превосходным «контейнером» из-за своей химической и физической стойкости (Kamenetsky et al., 2001; Shimizu et al., 2001; Симонов и др., 2016; Ionov et al., 2011). В частности в шпинели из перidotитовых ксенолитов Авачинского вулкана присутствуют нормальные первичные расплавные включения (Рис. 1а) (Timina et al., 2010; Тимина и др., 2012). Этот очень важный факт свидетельствует о кристаллизации минералов данных перidotитов непосредственно из расплава.

Подобные включения в шпинелях из перidotитовых ксенолитов Авачинского вулкана описаны и в другой работе (Ionov et al., 2011). Как видно на Рис. 1б, авторам публикации удалось гомогенизировать высокотемпературные расплавные включения при нагреве около 1200°C. Таким образом, шпинели из этих ксенолитов явно кристаллизовались при участии гомогенных расплавов и следовательно формирование перidotитов происходило в условиях нормальных силикатных магматических систем без избытка флюида.

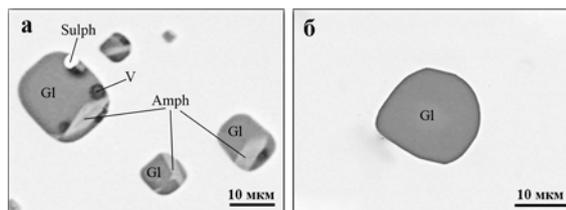


Рис. 1 – Расплавные включения в шпинели из перidotитовых ксенолитов Авачинского вулкана. а – расплавные включения (Тимина и др., 2012). б – гомогенизированное расплавное включение при 1200°C (Ionov et al., 2011). Gl – силикатное стекло. Amph – амфибол. V – пузырек. Sulph – сульфид.

Как показали наши исследования, подобные расплавные включения присутствуют также в хромшпинелидах из гипербазитов, представляющих структуры древних зон субдукции. В частности в хромшпинелидах из дунитов офиолитов Западного Саяна, формировавшихся в палеогеодинамических условиях примитивной островной дуги (Добрецов и др., 1977), найдены первичные расплавные включения, содержащие после высокотемпературных экспериментов стекло, флюидный пузырек и микрокристаллики амфибола (Рис. 2а). То есть фазовый состав практически такой же, как и у расплавных включений в хромшпинели из перidotитовых ксенолитов Авачинского вулкана (Рис. 1а) (Тимина и др., 2012). На основе данных по составу находящихся во включениях амфиболов с помощью минералогических барометров и термометров (Ridolfi, Renzulli, 2012) были выяснены параметры магматических систем, принимавших участие в формировании в древних супрасубдукционных зонах дунитов из офиолитов Западного Саяна: 910°C и 7,1 кбар.

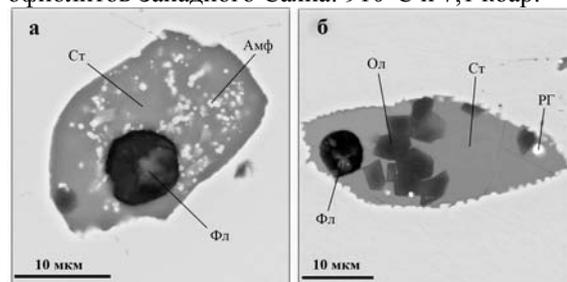


Рис. 2 – Первичные расплавные включения в хромшпинелидах из древних гипербазитов. а, б – прогретые и закаленные расплавные включения в хромшпинелидах из дунитов: а – офиолиты Западного Саяна (Ст – силикатное стекло, Амф – амфибол, Фл – пузырек); б – Нижнетагильский платиноносный массив, Средний Урал (Фл – пузырек, Ол – оливин, Ст – силикатное стекло; РГ – сульфидсодержащая глобула (Симонов и др., 2016).

Первичные расплавные включения присутствуют и в хромшпинелидах из гипербазитов платиноносных массивов Урала, формирование которых также связывается с

развитием древней зоны субдукции (Иванов, Шмелев, 1996). Проведенные нами исследования показали, что расплавные включения в аксессуарных хромшпинелидах из дунитов Нижнетагильского массива (Рис. 2б) содержат, как и включения в хромшпинели из перидотитовых ксенолитов Авачинского вулкана (Рис. 1а), стекло, флюидный пузырек, силикатные ограненные микрокристаллики и рудные округлые фазы с сульфидами. Только в случае Нижнетагильского массива среди микрокристаллитов преобладает оливин, а не амфибол (Симонов и др., 2016).

Таким образом, сравнительный анализ с данными по расплавным включениям в хромшпинелях из гипербазитов, формировавшихся в палеозонах субдукции, позволяет вполне обоснованно говорить о кристаллизации перидотитов Авачинского вулкана в ходе магматических процессов в промежуточном очаге (Добрецов и др., 2017).

Наличие амфибола в расплавных включениях в шпинелях (Ionov et al., 2011) и среди минералов самих перидотитовых ксенолитов (Ishimaru et al., 2007; Тимина и др., 2012) дало возможность получить дополнительную информацию о физико-химических параметрах расплавов, принимавших участие в формировании перидотитов Авачинского вулкана. На основе данных по составу амфиболов (Ishimaru et al., 2007) с помощью современных минералогических барометров и термометров (Ridolfi, Renzulli, 2012) нами было выяснено, что при формировании неизмененных перидотитов действовали расплавы с температурами 1055–1105°C и при давлениях 9,9–13,8 кбар, а в случае перекристаллизованных перидотитов параметры расплавов были ниже: 900–1010°C и 4,5–7,1 кбар. Причем минимальные параметры этих расплавов близки к данным по магматическим системам (формировавшимся в древних субдукционных зонах гипербазиты из офиолитов Западного Саяна), установленным с помощью анализа амфибола в расплавных включениях в хромшпинелидах: 910°C, 7,1 кбар. Таким образом, два независимых метода (по расплавным включениям и по амфиболам) показывают достоверность полученных параметров.

Благодарности

Работа выполнена в рамках государственного задания ИГМ СО РАН (проект № 0330-2016-0014) и при поддержке Министерства образования и науки Российской Федерации (договор № 14.Y26.31.0029)

Список литературы

- Добрецов, Н.Л., Молдавцев, Ю.Е., Казак, А.П., и др. (1977) Петрология и метаморфизм древних офиолитов (на примере Полярного Урала и Западного Саяна). Новосибирск: Наука, 220 с.
- Добрецов, Н.Л., Симонов, В.А., Кулаков, И.Ю., Котляров, А.В. (2017) Проблемы фильтрации флюидов и расплавов в зонах субдукции и общие вопросы теплофизического моделирования в геологии. Геология и геофизика. Том 58 № 5. С. 701–722. <https://doi.org/10.15372/GiG20170503>.
- Иванов, К.С., Шмелев, В.Р. (1996) Платиноносный пояс Урала – магматический след раннепалеозойской зоны субдукции. Доклады АН. Том 347 № 5. С. 649–652.
- Симонов, В.А., Пучков, В.Н., Приходько, В.С., и др. (2016) Физико-химические параметры кристаллизации дунитов Нижнетагильского платиноносного массива (Средний Урал). Геология и геофизика. Том 57 № 6. С. 1106–1134. DOI: 10.15372/GiG20160603.
- Тимина, Т.Ю., Ковязин, С.В., Томиленко, А.А. (2012) Состав расплавных и флюидных включений в шпинели из ксенолитов перидотитов Авачинского вулкана (Камчатка). ДАН. Том 442 № 2. С. 239–243. DOI: 10.1134/S1028334X12010229
- Ionov, D.A., Benard, A., Plechov, P.Y. (2011) Melt evolution in subarc mantle: evidence from heating experiments on spinel-hosted melt inclusions in peridotite xenoliths from the andesitic Avacha volcano (Kamchatka, Russia). *Contrib. Mineral. Petrol.* Vol. 162. P. 1159–1174. DOI: 10.1007/s00410-011-0645-0
- Ishimaru, S., Arai, S., Ishida, Y., et al. (2007) Melting and multi-stage metasomatism in the mantle wedge beneath a frontal arc inferred from highly depleted peridotite xenoliths from the Avacha volcano, Southern Kamchatka. *J. Petrol.* Vol. 48 № 2. P. 395–433. <https://doi.org/10.1093/petrology/egl065>
- Kamenetsky, V.S., Crawford, A.J., Meffre, S. (2001) Factors controlling chemistry of magmatic spinel: an empirical study of associated olivine, Cr-spinel and melt inclusions from primitive rocks. *Journal of Petrology.* Vol. 42 № 4. P. 655–671.
- Ridolfi, F., Renzulli, A. (2012) Calcic amphiboles in calc-alkaline and alkaline magmas: thermobarometric and chemometric empirical equations valid up to 1130°C and 2.2 GPa. *Contrib. Mineral. Petrol.* Vol. 163. P. 877–895. DOI: 10.1007/s00410-011-0704-6.
- Shimizu, K., Komiya, T., Hirose, K., et al. (2001) Cr-spinel, an excellent micro-container for retaining primitive melts—implications for a hydrous plume origin for komatiites. *Earth Planet. Sci. Lett.* Vol. 189 № 3–4. P. 177–188.
- Timina, T.Yu., Kovyazin, S.V., Tomilenko, A.A., Kuznetsov, G.V. (2010) Composition of melt and fluid inclusions in spinel of peridotite xenoliths from Avacha Volcano (Kamchatka, Russia). *ACROFI III and TBG XIV Abstracts Volume.* Novosibirsk: Publishing House of SB RAS. P. 238–239.

СЕКЦИЯ IV.
ГЕНЕЗИС РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ В ОСТРОВОДУЖНЫХ
УСЛОВИЯХ

УДК 553.411.071

Особенности геологического строения Айнского золоторудного месторождения острова Уруп, Курилы

К.Р. Арлюкова², А.В. Сагир¹, Д.В. Соломина²¹ ООО «Озерновский горно-металлургический комбинат», Камчатский край, Россия. sagiralex@mail.ru² АО «Аметистовое», Камчатский край, Россия**Ключевые слова:** Курилы, Уруп, андезитовый вулканизм, золото

Айнское золоторудное месторождение расположено в центральной части Курильской вулканической дуги на южной оконечности острова Уруп. Оно локализовано в неогеновых вулканических образованиях Айнского вулкана, сложенного андезитами и андезито-базальтами. Радиологический возраст этих пород определен калий-аргоновым методом: $9,05 \pm 0,95$ и $5,8 \pm 0,7$ млн. лет. В современном рельефе острова Уруп бывший конус Айнского вулкана эродирован и представляет собой сглаженную возвышенность над поверхностью морской террасы 80-метрового уровня.

Геологическим картированием, проведенным в 2015 г. в южной части острова Уруп авторами было установлено, что Айнский палеовулкан представлял собой андезитовый вулканический конус с кратером диаметром около 3 км (Рис. 1). Кратер выполнен пестроцветной эруптивной брекчией и был заполнен вулканическим озером, в котором произошло накопление вулканогенно-осадочных пород, мощностью 120-150 м. Они представлены в основании пачкой 25 м серо-зеленых туфоагломератов и туфогравелитов, разнотекстурными туфопесчаниками с включением вулканических бомб, выше залегают зеленовато- и желтовато-серые параллельно- и косослоистые псаммитовые туфопесчаники с многочисленными включениями вулканических бомб андезитов, пластинами и линзами туфоагломератов. Озерные отложения прорывает жерловая пробка сиренево-зеленовато-серых порфировых андезитов мощностью более 50 м, которую перекрывают туфопесчаники мощностью до 3-5 м и затем снова жерловые туфоандезиты.

Жерло вулкана обрамляют склоновые вулканические андезиты, залегающие под углом от $15-30^{\circ}$ до $60-70^{\circ}$ с падением в сторону от жерла. Мощность потоков от нескольких метров до десятков метров. Реконструкция параметров Айнского вулкана позволяет предполагать его

диаметр у основания до 50 км, высоту до 3-4 км и жерло диаметром более 3 км. Вулкан разрушен в позднеплиоцен-плейстоценовое время.

Вулканические породы Айнского вулкана имеют химический состав соответствующий андезитам (%): SiO_2 (58,03-61,65), Al_2O_3 (15,02-16,24); FeO (3,59-4,86); Fe_2O_3 (2,41-3,62); TiO_2 (0,32-0,57); $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ (3,7-4,68); MnO (0,16-0,34); MgO (2,74-3,44); CaO (3,77-7,85); P_2O_5 (0,098-0,05); ппп (1,26-4,26).

Особенностью современного геологического строения Айнского палеовулкана является его пострудная тектоническая нарушенность. Он представляет собой разрезанное пополам вулканическое сооружение, половинки которого по правилу правого сдвига смещены относительно друг друга на 3 км.

Золотое оруденение в пределах Айнского палеовулкана было локализовано в нескольких крупных fumarолах, которые действовали на склонах вулкана в завершающую стадию вулканизма. Fumarолы фиксируются полями агломератовых туфов андезитов, в жерловой части fumarол они прорываются эруптивными брекчиями. В этих участках по туфам андезитов интенсивно проявлены гидротермально-метасоматические процессы. Они выразились в образовании золотоносных метакварцитов. Рудные кварциты - серые разно обломочные, имеют дырчатую, кавернозно-пористую текстуру с вкраплениями самородной серы, пирита и тонкого самородного золота.

Первое рудопроявление золота на острове Уруп было обнаружено геологом В. Я. Данченко в 1989 г., а в 2002 г. геологами А. Г. Пачиным и В. В. Удодовым в 6 км к югу от него было открыто Айнское месторождение золота и ряд пунктов золоторудной минерализации. Сейчас все они объединены в Айнское месторождение золота острова Уруп.

Рудное тело №1 Айнского участка сложено кварцитами, имеет чечевицеобразную форму, вытянутую в меридиональном направлении на 330 м при средней ширине 117 метров. На протяжении около 200 м рудное тело выходит на дневную поверхность. Подошва рудного тела погружается в юго-западном направлении под углами от 20 до 45° . Мощность тела меняется от 3 м в краевых частях до 105 м в центральной части, внутри него безрудные или некондиционные участки отсутствуют.

Рудное тело №2 Данченковского участка имеет площадь $350 \times 40-100$ м и установленный вертикальный размах оруденения до 200 м. Оно представляет собой крупный массив вторичных кварцитов сливного и штокверкового типа.

С поверхности руды изменены гипергенными процессами, окислены. Разновидностями

золотосодержащих руд являются каолиновые кварциты, алунит-диаспор-каолиновые кварциты и пиритизированные аргиллизиты.

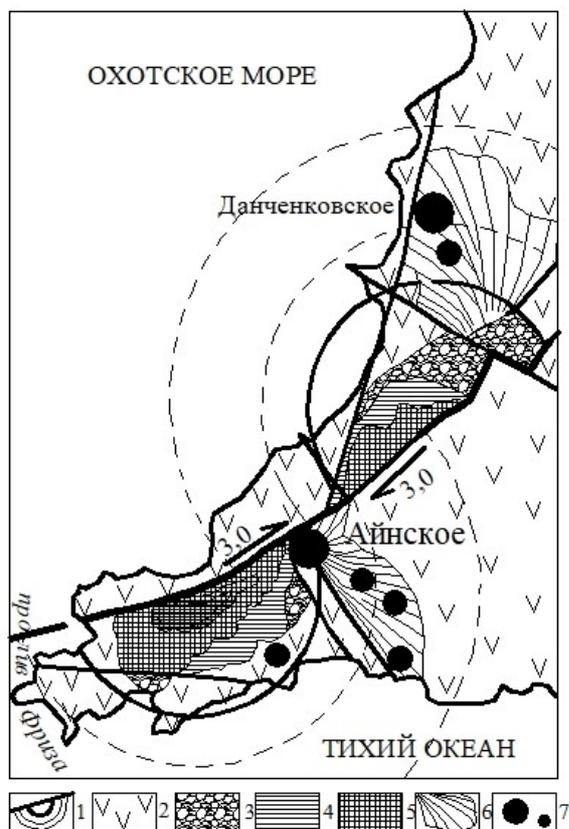


Рис. 1 – Геологическое строение Айнского эпитермального золото-серебряного месторождения на острове Уруп:

1 – реконструированное жерло вулкана; 2 – лавы андезитов; 3 – жерловые эруптивные брекчии; 4 – озерно-жерловые туфогенно-осадочные породы; 5 – экструзивные андезиты; 6 – туфы андезитов; 7 – месторождения и проявления золота.

Главными породообразующими минералами руд являются кварц и каолинит, в подчиненном количестве присутствуют алунит, диаспор, андалузит, хлорит, ярозит, самородная сера, рутил, апатит, фосфаты редкоземельных элементов.

По минеральному составу руды относятся к золото-адуляр-кварцевому малосульфидному типу. Рудные минералы (1–2%) представлены пиритом, гидроокислами железа, ярозитом, реже халькопиритом, теннантитом, борнитом, арсенопиритом, сфалеритом, единичными зёрнами халькозина, пирротина, минералами серебра: пираргиритом, акантитом, гёсситом, креннеритом, калаверитом, кераргиритом и самородным серебром и самородным золотом.

Самородное золото микронное – 0,01–0,05 мм образует тонкую сыпь в кварц-гидрослюдистом агрегате, нередок и размер золотинок от 0,02 – 0,5 мм до 1–3 мм, наблюдаемый в кварце,

гидроокислах железа и ярозите. Содержание золота в пирите колеблется от 2 до 32 г/т.

Золото является единственным ценным компонентом, представляющим промышленный интерес. Его содержания в рудах Айнского участка колеблется от 0,2 до 10–25 г/т, составляя в среднем – 3,34 г/т. К попутно извлекаемым компонентам относится серебро при вариациях содержаний от 10 до 35 г/т, в среднем – 17,38 г/т.

Содержание золота в рудах Данченковского участка – от 1–5 г/т до 20–53 г/т, наибольшее – 574,3 г/т. Среднее содержание золота составляет – 10,2 г/т.

Золото определено фазовым анализом как вкрапленное в сульфиды и гидроокислы железа (45,5%), цианируемое свободное и в сростках с рудными и породообразующими компонентами (44%), заключенное в кварцевые пленки (4,5%) и породообразующие минералы (6%). Проба золота высокая – 940–990 (среднее 970^{0/00}).

На Айнском участке при бортовом содержании – 1,2 г/т запасы золота составили 8 тонн, серебра – 41 тонна. Прогнозные ресурсы категории Р₁ Данченковского участка составляют 37 тонн золота и 42,5 тонны серебра.

Суммарные перспективы Айнского месторождения острова Уруп оцениваются в 50 тонн золота и 90 тонн серебра.

Разработка месторождения открытым способом с обогащением руды методом кучного выщелачивания начата на Айнском месторождении в 2014 г. Степень извлечения металла составляет 80%.

Ежегодная добыча золота достигает 1,5 т.

Айнское золоторудное месторождение острова Уруп располагается в пределах планетарного Тихоокеанского вулканического кольца, в котором известны многочисленные эпитермальные месторождения золота с запасами сотни тонн. Аналогичные золото-серебряные месторождения разрабатываются сейчас на Камчатке (Аметистовое, Агинское, Озерновское), и относительно недавно были обнаружены на малоизученных Курильских островах Уруп и Кунашир.

В целом, перспективы недостаточно изученных палеогеновых и неогеновых вулканов Курильских островов и Камчатки очень высоки. Они ждут своих новых исследователей.

Список литературы

Пискунов, Б.Н. (1971) Объяснительная записка – Геологическая карта СССР. Масштаб 1:200 000. Серия Курильская. Листы L-55-XVIII, L-56-XIII. М.: Недра, 52 с., граф. П. 2 / 2л.

УДК 553.3/4+ 549.08

Сульфосоли в рудах Малмыжского Cu-Au порфирового месторождения, Хабаровский край

Д.С. Буханова¹, В.М. Чубаров¹

¹ *Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН,
Петропавловск-Камчатский, Россия.
dasha-snejinka@yandex.ru*

Ключевые слова: сульфосоли, Малмыжское месторождение.

К классу сульфосолой в настоящее время относится около 120 минеральных видов (Годовиков, 1972). Число известных сульфосолой непрерывно растет как за счет открытия новых минералов, так и в результате синтеза новых соединений. Многие из минералов группы сульфосолой, несмотря на отсутствие крупных скоплений, широко распространены в природе. Поэтому знание их состава и условий образования необходимо для понимания форм нахождения отдельных элементов в природе. Некоторые из сульфосолой являются основными компонентами руд Bi, Ag, Pb, Hg, иногда Cu, и во многих отношениях могут служить в качестве модельных объектов, что определяет повышенный интерес к данным минералам.

Малмыжское золото-меднопорфировое месторождение расположено в северо-восточной части Средне-Амурской депрессии в 80 км от г. Комсомольск на Амуре. Оно локализовано на площади Журавлевского террейна – раннемелового синсдвигового турбидитового бассейна в северо-западном крыле складки западнее Центрального Сихотэ-Алинского разлома. В геологическом строении здесь принимают участие осадочные терригенные отложения ниже- и верхнемелового возраста, прорванные верхнемеловыми интрузиями и дайками диорит-гранодиоритового состава, перекрытые четвертичными рыхлыми образованиями.

Изучение химического состава минералов сульфосолой из руд месторождения проведено в аналитическом центре ИВиС ДВО РАН с применением оптической аппаратуры и сканирующего электронного микроскопа Tescan Vega-3 с энергетическим спектрометром Oxford Instruments X-Max 80 mm².

На месторождении изучены: общие минералогические особенности, распределение благороднометалльной минерализации, установлена непосредственная связь с магматизмом и участие высокотемпературных

гидротермальных растворов в формировании руд (Буханова и др., 2017; Иванов и др., 2013). Среди рудных минералов доминируют сульфиды представленные в виде тонко-дисперсных вкрапленников, крупнозернистых выделений, гнездовых обособлений, прожилков и значительных скоплений в редких жилах (в том числе ствольных), представлены пиритом и халькопиритом, реже борнитом. Второстепенные компоненты – сульфиды и сульфосоли свинца, цинка, серебра и висмута, а также теллуриды и сульфоселениды висмута и серебра.

Детальное исследование руд Центрального участка Малмыжского золото-меднопорфирового месторождения выявило присутствие минералов класса сульфосолой: теннантит $Cu_{12}As_4S_{13}$ – тетраэдрит $Cu_{12}Sb_4S_{13}$, полибазит $Cu(Ag,Cu)_6Ag_9Sb_2S_{11}$, буронит $PbCuSbS_3$ – зелигманит $PbCuAsS_3$, айкинит $Cu_2Pb_2Bi_2S_6$, матильдит $Ag_2Bi_2S_4$, галенобисмутит $PbBi_2S_4$, эмплектит $Cu_2Bi_2S_4$, ходрушит $Cu_4Bi_6S_{11}$, а также минералы без названия $AgPbBiS_3$ (UM1987-06-S:AgBiPb) и $(Bi,Pb,Cu)_4(S,Se)_5$ (UM1976-14-S:BiCuPbSe).

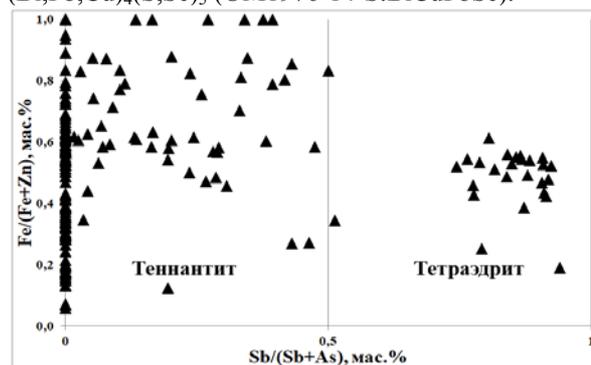


Рис. 1 – Вариации соотношений Fe/(Fe+Zn) к Sb/(Sb+As) для теннантит-тетраэдрит твердого раствора.

Блеклые руды – продукты ультракислой стадии (Буханова, 2017), представлены главным образом теннантитом. Его преобладание над тетраэдритом в рудах месторождения отображено на графике вариаций состава блеклых руд (рис. 1). Это свидетельствует о преобладании мышьяка в рудоносном флюиде относительно сурьмы.

На рис. 2 продемонстрировано соотношение составов блеклых руд Малмыжского месторождения и «порфировой стадии» месторождений Песчанка (Marushchenko et al., 2017), Кадабекское (Азербайджан), Эль-Теньете (Чили). Наиболее разнообразный химический состав блеклых руд характерен для месторождений Песчанка и Малмыжское расположенных на Дальнем Востоке России. Возможно, это связано с неоднородностью рудоносного флюида в различных частях систем, обусловленной большими размерами

месторождений и меньшей степенью эродированности.

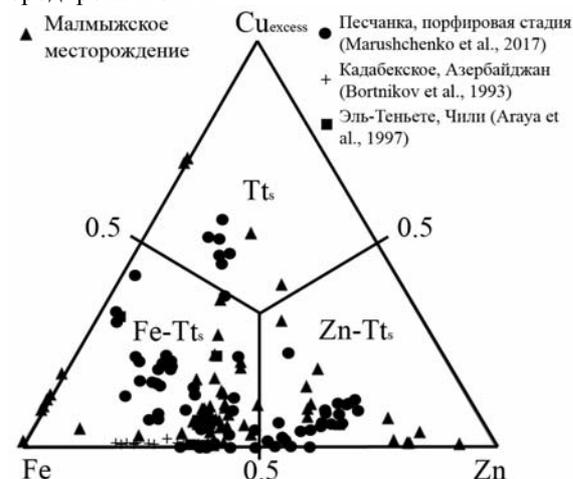


Рис. 2 – Тройная диаграмма в пересчете на Fe - Cu_{excess}-Zn для теннантит-тетраэдритового твердого раствора (Tt) Малмыжского Au-Cu месторождения и «порфировой стадии» месторождений Песчанка (Россия), Кадабекское (Азербайджан), Эль-Теньете (Чили).

Примечание: Для построения диаграммы использовались формульные коэффициенты (арфу). Значение избыточной меди Cu_{excess} рассчитывается, как Cu_{tot} - ^ACu, где ^ACu = 10 - Ag.

Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ в рамках научного проекта № 18-35-00520.

Благодарности

Авторы выражают признательность руководству ООО «Амур Минералс» в лице генерального директора Тома Боуэнса и главного геолога Грегори Коллинса за возможность отбора образцов на Малмыжском

месторождении для минералогических исследований.

Список литературы

- Буханова, Д.С. (2017) Минералогические особенности руд Au-Cu-порфирового месторождения Малмыжское, Нижнее Приамурье. Материалы Юбилейного съезда Российского минералогического общества «200 лет РМО». СПб. Т.2. С. 193–194.
- Буханова, Д.С., Плечов, П.Ю. (2017) Условия формирования Au-Cu-порфирового месторождения Малмыжское, Хабаровский край (по данным исследования флюидных включений). Вестник КРАУНЦ: Науки о Земле. 34(2). С. 61–71.
- Годовиков, А.А. (1972) Висмутовые сульфосоли. Москва: изд-во «Наука». 304 с.
- Иванов, В.В., Кононов, В.В., Игнатъев, Е.К. (2013) Минералого-геохимические особенности рудной минерализации в метасоматитах золотомедного рудного поля Малмыж (Нижнее Приамурье). Материалы Всероссийской конференции: VIII Косыгинские чтения "Тектоника, глубинное строение и минерагения Востока Азии. С. 258–261.
- Agaia, R.A., Bowles, J.F.W., Simpson, P.R. (1977). Relationships Between Composition and Reflectance in the Tennantite-tetrahedrite Series of El Teniente Ore Deposit, Chile. Neues Jahrbuch fur Mineralogie Monatshefte. P. 467–482.
- Bortnikov, N.S., Genkin, A.D., Troneva, N.V. (1993) Tennantite Decomposition: Evidence from the Kedabek Copper Deposit, Azerbaijan. Mineralogy and Petrology. 47. P. 171–181.
- Marushchenko, L.I., Baksheev, I.A., Nagornaya, E.V., et al. (2017) Compositional evolution of the tetrahedrite solid solution in porphyry-epithermal system: A case study of the Baimka Cu-Mo-Au trend, Chukchi Peninsula, Russia. Ore Geology Reviews. In Press. <https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S016913681530281X>

Научное издание

**Материалы I Всероссийской конференции по петрологии и геохимии
зон перехода «океан-континент» «Волынцовские чтения»,
посвященной памяти Олега Назаровича Волынца**

25-27 сентября 2018 г.

Сдано в набор 04.09.2018
Подписано к печати 04.09.2018
Дата выхода: 20.09.2018
Формат 60x84/8
Бумага типографская
Гарнитура «Таймс»
Усл.-печ. л. 8,48

Заказ № 25651

Отпечатано с готового оригинал-макета, подготовленного в ИВиС ДВО РАН,
в ООО «ФОН», 6830023, г. Петропавловск-Камчатский, бульвар Пийпа, д. 9,
тел. 8(4152) 490-337, 490-338