

УДК 550.461:550.89

ПЕТРОЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ ГЕНЕТИЧЕСКОГО РОДСТВА БАЗАЛЬТОВОГО И АНДЕЗИТОВОГО МАГМАТИЗМА ВУЛКАНОВ КЛЮЧЕВСКОЙ И БЕЗЫМЯННЫЙ, КАМЧАТКА

© 1997 г. А. Ю. Озеров*, А. А. Аriskин**, Ф. Кайл***,
Г. Е. Богоявленская*, С. Ф. Карпенко**

* *Институт Вулканологии ДВО РАН*
683006 Петропавловск-Камчатский, бульв. Пийпа, 9, Россия; e-mail: ozerov@volcan.kamchatka.su

** *Институт геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского РАН*

117975 Москва, ул. Косыгина, 19, Россия

*** *Department of Earth and Environmental Science,*
New Mexico Tech, Socorro, N.M. 87801, USA

Поступила в редакцию 27.01.97 г.

В настоящей статье авторы приводят материалы о глубинном строении питающей системы вулканов Ключевской и Безымянный, об особенностях их эруптивной деятельности и новые геохимические данные по составам базальтов и андезитов. На основе этих данных обсуждается концепция единого для исследуемых вулканов глубинного источника, продукты фракционирования которого испытывают сложную эволюцию по мере подъема и миграции по магмоподводящим каналам. Предполагается, что эволюция магм в системах вулканов Ключевской и Безымянный происходит в существенно различных геодинамических и термодинамических условиях, что приводит к образованию двух “укороченных” магматических серий: существенно базальтовой (Ключевской) и андезит-базальт-дацитовый (Безымянный), которые формируются путем кристаллизационного фракционирования при подчиненной роли других петрогенетических процессов. Согласно этой концепции обе вулканические серии представляют единый генетический ряд, своего рода геохимическую систему, имеющую источником перидотитовое вещество верхней мантии и включающую в качестве производных полный спектр вулканитов – от основных до кислых дифференциатов.

Вулканы Ключевской и Безымянный, характер их эруптивной деятельности, особенности строения и эволюция магматизма привлекают внимание вулканологов и петрологов на протяжении многих лет. Эти вулканы относятся к наиболее активным среди действующих вулканов мира. Они расположены в непосредственной близости друг от друга – 9.5 км (рис. 1) и входят в состав Ключевской группы вулканов. Эта группа представлена 12-ю крупными эруптивными центрами, которые приурочены к Центрально-Камчатской депрессии и находятся на сочленении Курило-Камчатской и Алеутской островных дуг. Описание вулканов Ключевской и Безымянный приведено в ряде монографий отечественных и зарубежных исследователей (Влодавец, 1940; Набоко, 1947; Пийп, 1956; Горшков, Богоявленская, 1965; Ермаков, 1977; Аносов, 1978; Балеста, 1981; Кадик и др., 1986; Иванов, 1990; Ритман, 1964;

Макдональд, 1975; Раст, 1982), в коллективных монографиях (Глубинное строение..., 1976; Действующие вулканы..., 1991) и в многочисленных статьях.

Продукты извержений вулканов Ключевской и Безымянный по составу представляют типичные известково-щелочные серии, характерные для островодужных вулканитов, но при этом существенно различаются по минеральному и химическому составу. На Ключевском вулкане развиты магнезиальные и глиноземистые базальты, на вулкане Безымянный – более кислые разновидности: от андезито-базальтов до дацитов. Характер эруптивной деятельности этих вулканов также принципиально различен, что определенно коррелирует с различиями в химическом составе вулканических пород. Очевидно, по этой причине эволюция магматизма вулканов Ключевской и Безымянный традиционно рассматривалась раз-

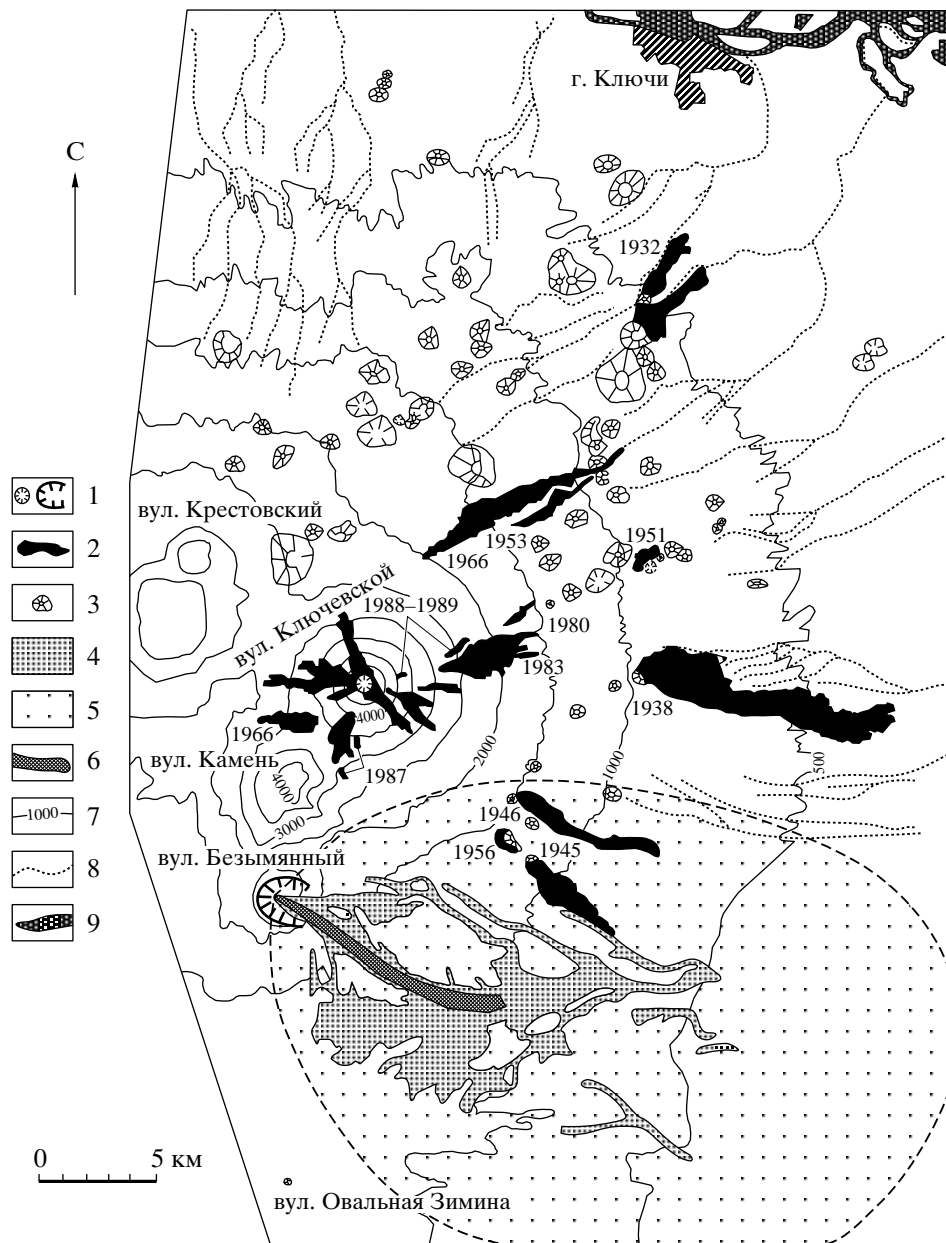


Рис. 1. Схематическая карта отложений исторических извержений вулканов Ключевской и Бездымянный (составлена Озеровым А.Ю. с использованием материалов Богоявленской Г.Е. и Двигало В.Н. (Институт вулканологии ДВО РАН)).

1 – кратеры вулканов Ключевской (кружок) и Бездымянный (полуовал); 2 – лавовые потоки исторических (1932–1990 гг.) извержений Ключевского вулкана с указанием года извержения; 3 – шлаковые конусы; 4 – пирокластические потоки извержения 1956 г., вулкан Бездымянный; 5 – отложения направленного взрыва извержения 1956 г., вулкан Бездымянный; 6 – пути движения пирокластических потоков с 1957 г. по настоящее время, вулкан Бездымянный; 7 – горизонтали; 8 – русла сухих рек; 9 – р. Камчатка.

дельно, хотя некоторые авторы подчеркивали их пространственную близость и, несмотря на экспериментальные доказательства возможности формирования андезитов и дацитов из базальтовой магмы, высказывали в весьма осторожной форме

предположение о возможной генетической связи пород этих крупных вулканических центров (Иванов, 1976; Кадик и др., 1986). Проблема генетического родства представляет, таким образом, главный вопрос петрологии системы вулканов

Ключевской и Безымянный, решение которого может иметь важное петрологическое значение в связи с общей проблемой генезиса островодужных андезитов.

ПРОИСХОЖДЕНИЕ ОСТРОВОДУЖНЫХ ИЗВЕСТКОВО-ЩЕЛОЧНЫХ СЕРИЙ

Проблема формирования известково-щелочных серий сводится в решении следующих задач: (1) определению механизма и оценке условий формирования андезит-дацитовых ассоциаций; (2) расшифровке природы возможной генетической связи андезитов и ассоциирующих высокоглиноземистых базальтов; (3) выяснению механизма образования высокоглиноземистых базальтов, которые большинство исследователей рассматривают в качестве исходных (родоначальных) магм для ассоциаций андезитов и дацитов.

Для решения двух первых вопросов были предложены разнообразные гипотезы. Они включают представления о непосредственном выплавлении андезитовых расплавов из водосодержащего вещества верхней мантии или субдуцирующей океанической коры; метасоматическое преобразование мантийного вещества под воздействием флюидных потоков; ассимиляцию материала сиалической коры базальтовыми магмами; ликвационное расщепление основных магм и фракционирование базальтового источника с выделением магнетит- и амфиболсодержащих ассоциаций минералов (см. подробные обзоры в работах Кадика и др. (1986), Богатикова и Цветкова (1988)). Детальный анализ аргументации в поддержку тех или иных гипотез не является задачей нашей статьи, однако по мнению авторов, к настоящему времени лишь концепция кристаллизационного фракционирования высокоглиноземистой базальтовой магмы получила наиболее серьезное экспериментальное подтверждение (Grove et al., 1982; Бабанский и др., 1983; Кадик и др., 1986; Grove, Baker, 1984; Grove, Kinzler, 1986; Sisson, Grove, 1993).

Первые экспериментальные доказательства в пользу этой концепции принадлежат Осборну, который показал, что возрастание летучести кислорода f_{O_2} расширяет поле устойчивости магнетита в силикатных системах, вызывая резкое обогащение остаточных расплавов SiO_2 (Osborn, 1959). Этот вывод позднее был многократно подтвержден в опытах на образцах природных базальтов. Вместе с тем, среди петрологов до сих пор существуют определенные расхождения в оценках условий и главных фаз, контролирующих образование известково-щелочных трендов. Дело в том, что аналогичный эффект обогащения расплавов SiO_2 оказывает повышенное дав-

ление воды, которое смещает фазовые пропорции Ol^1 , Pl и пироксенов (\pm амфибол) в сторону образования более кислых дифференциатов (Sisson, Grove, 1993). Таким образом, выяснение степени влияния кристаллизации магматита и амфибола в присутствии воды приобретает решающее значение для понимания условий формирования андезит-дацитовой составляющей известково-щелочных серий. Присутствие магнетита и широкое распространение амфибола в лавах вулкана Безымянный позволяет рассматривать породы этого вулкана как перспективный объект для петролого-геохимических исследований в связи с проблемой образования андезитовых и дацитовых ассоциаций.

Вопрос о природе высокоглиноземистых базальтов как возможного источника островодужных андезитов впервые поставил Куно, полагая, что высокоглиноземистые базальты представляют первичную магму, формирующуюся в результате частичного плавления мантийного перидотита (Куно, 1960). Позднее была высказана альтернативная точка зрения, согласно которой накопление Al_2O_3 в магмах может быть обусловлено задержкой кристаллизации плагиоклаза из водосодержащих пикрит-базальтовых магм (Yoder, Tilley, 1962). В этой связи чрезвычайно важными представляются данные геологических наблюдений, свидетельствующие, что для многих крупных вулканических центров островных дуг характерно совместное проявление высокоглиноземистых и высокомагнезиальных базальтов². Подобные ассоциации установлены, в частности, для вулканов Окмок и Макушин на Алеутских о-вах (Nye, Reid, 1986; Gust, Perfit, 1987) и для Ключевского вулкана (Хренов и др., 1989; Озеров, Хубуная, 1992; Kersting, Arculus, 1994). Несмотря на относительно небольшую распространенность, высокомагнезиальные базальты обсуждались как возможные родоначальные для высокоглиноземистых базальтовых расплавов, имеющих своим источником перидотитовое вещество верхней мантии.

Эта гипотеза получила развитие в серии экспериментальных работ, направленных на изучение фазовых равновесий в образцах островодужных высокомагнезиальных базальтов при давлениях от 1 атм до 20 кбар (Gust, Perfit, 1987; Кадик и др., 1989, 1990; Draper, Johnston, 1992). В результате исследований было установлено, что при давлении более 8 кбар в сухих условиях продуктом фракционирования высокомагнезиальных базальтов явля-

¹ Обозначения минералов и миналов: *Ol* – оливин, *Pl* – плагиоклаз, *Срх* – клинопироксен (*Aug* – авгит), *Орх* – ортопироксен, *Sp* – хромшпинелид, *Mt* – титаномагнетит, *Fo* – форстерит, *An* – анортит.

² Базальты, где концентрация MgO более 10 мас. % (Perfit et al., 1980), содержащие обогащенные форстеритом фенокристаллы оливина – Fo_{88-92} (Kau, Kau, 1985).

ются расплавы, содержащие 16–18 мас. % Al_2O_3 , близкие по петрохимическим признакам природным высокоглиноземистым базальтам. Вместе с тем, по некоторым характеристикам, например, соотношениям CaO и MgO, островодужные высокоглиноземистые базальты не имеют полных аналогов среди экспериментальных закалочных стекол (Draper, Johnston, 1992). Решение этой проблемы было предложено на примере лав Ключевского вулкана (Арискин и др., 1995; Озеров и др., 1996а) с использованием методов ЭВМ-моделирования полибарического фракционирования базальтовой магмы (Ariskin et al., 1993).

Согласно предложенной модели, формирование высокоглиноземистых базальтов происходит в результате высокобарного фракционирования родоначальной пикрит-базальтовой магмы, протекающего в присутствии воды и в условиях монотонного понижения давления (декомпрессии). Применительно к лавам Ключевского вулкана эта модель предполагает декомпрессионную кристаллизацию ассоциации $Ol + Crx + Opx + Sp$ из исходной высокомагнезиальной магмы в интервале глубин 57–21 км (19–7 кбар), температур ~ 1350 – $1110^\circ C$ и содержаний воды в расплаве 2–3 мас. % (Арискин и др., 1995). Накопление H_2O в расплаве приводит к значительной задержке кристаллизации плагиоклаза и образованию высокоглиноземистых продуктов дифференциации, содержащих более 18 мас. % Al_2O_3 . Линия накопления глинозема обрывается в момент появления на ликвидусе Pl при $P = 7$ кбар и $T = 1110^\circ C$; к этому моменту спектр составов модельных жидкостей представляет все разнообразие ключевских лав – от высокомагнезиальных до высокоглиноземистых разновидностей (табл. 1).

Предложенная петрологическая модель учитывает динамику фракционирования ключевских магм в неявном виде посредством параметра, характеризующего скорость декомпрессии магматического расплава dP/dF , где F – степень кристаллизации. По нашим оценкам для магмовода Ключевского вулкана она составляла примерно 0.33 кбар/% кристаллизации исходной магмы. Очевидно, что это значение связано со скоростью подъема магматического материала, а сама модель предполагает отсутствие под Ключевским вулканом периферических очагов, где могли бы протекать процессы изобарического фракционирования. Таким образом, результаты петрологического моделирования образования ключевских высокоглиноземистых базальтов могут рассматриваться как косвенное указание на “сквозной” характер питающей вулкан системы, уходящей своими корнями непосредственно в зоны магмогенерации в верхней мантии.

В настоящей статье авторы приводят материалы о глубинном строении питающей системы

вулканов Ключевский и Безымянный, об особенностях их эруптивной деятельности и новые геохимические данные, на основе которых обсуждаются концепцию единого для исследуемых вулканов глубинного источника, вещество которого испытывает сложную эволюцию по мере подъема и миграции по магмоподводящим каналам.

ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ КЛЮЧЕВСКОЙ ГРУППЫ ВУЛКАНОВ

Рассмотрение этого вопроса проводится последовательно – от анализа глубинного строения Ключевской группы вулканов до описания верхних частей систем, питающих вулканы Ключевский и Безымянный.

Область земной коры и верхней мантии в районе Ключевской группы вулканов детально изучена в результате глубинного сейсмического зондирования, проведенного в этом регионе (Аносов и др., 1978, Балеста и др., 1991). Согласно этим данным, поверхность Мохоровичича в общепринятом понимании в пределах Центрально-Камчатской депрессии не выделена, а на глубинах от 28–32 до 40–42 км установлена мощная переходная зона со сложным распределением скоростей. Выше этой зоны находится так называемый “базальтовый слой” мощностью 8–10 км. По данным этих авторов граница Конрада под Ключевской группой вулканов выражена нечетко и располагается на глубине 18–20 км. “Гранитный” слой имеет мощность 14–16 км (его кровля находится на глубине 6 км). Предполагается, что “гранитный” слой представлен палеозойскими формациями и по составу соответствует комплексу метаморфических пород, развитых в Срединном и Ганальском хребтах и на Хавывенской возвышенности.

Сейсмические данные позволяют судить и о глубине залегания более молодых отложений в районе Ключевской группы вулканов (Балеста и др., 1991). Они показывают, что осадочный чехол имеет здесь сложное строение: субгоризонтальное залегание пород часто нарушается сбросовыми деформациями, а непосредственно под Ключевским вулканом, по-видимому, расположена кулисообразная структура, вертикальное смещение в пределах которой может достигать 1.5–2 км. В соответствии с этим толщи чехла могут менять свои параметры в пределах описываемого района. В целом мощность меловых отложений оценивается здесь примерно в 3–4 км. Выше залегает толща палеогеновых вулканогенно-осадочных образований, мощность которых под Ключевской группой вулканов составляет около 1 км. Неогеновые образования, представленные чередующимися пачками терригенных и вулканогенных пород различного состава, имеют мощность также примерно 1 км. Таким образом, земная кора в районе Ключевской группы вулканов имеет

мощность не менее 28–30 км и относится к континентальному типу, осложненному сбросовыми деформациями и наличием наложенных геологических структур.

Данные глубинного сейсмического зондирования дают важный материал для понимания строения питающей системы вулканов. На основе методики “просвечивания магматических очагов” (Балеста, 1971) было установлено, что вследствие поглощения сейсмических волн под Ключевским вулканом на глубинах 20–60 км сейсмические границы отсутствуют (Аносов и др., 1978 и устное сообщение Г.И. Аносова, 1996 г.). Выявленная зона “сейсмической тени” свидетельствует, что под вулканом расположена практически вертикальная аномальная зона – магмовод, имеющий в поперечнике размер не более 2 км. Предполагается, что эта структура пересекает нижнюю часть коры, переходный слой от коры к мантии и уходит в верхнюю мантию. Верхняя часть аномальной зоны не может быть прослежена по сейсмическим данным, а нижняя ее граница не установлена. Тем не менее, геометрические характеристики этой зоны позволяют отождествить ее с долгоживущим подводящим каналом, поставляющим магму из глубинного подкорового источника. Причем сейсмические данные (наличие дифрагированных волн, связанных с глубинами 40–60 км) дают основание полагать, что в указанном интервале глубин отсутствуют какие-либо образования, которые могут быть интерпретированы как магматические очаги.

В отличие от Ключевского вулкана, под вулканом Безымянный на глубинах 10–20 км определенно идентифицируется аномальная область с пониженными скоростями прохождения сейсмических волн, имеющая в поперечнике 6–7 км. Она отождествляется с периферическим коровым магматическим очагом вулкана, не имеющим прямой связи с верхней мантией (Utnasin et al., 1976); на это четко указывают отражающие сейсмические границы, которые прослеживаются непосредственно под очаговой зоной вулкана Безымянный на глубинах 28–40 км. Тем не менее, по результатам математического моделирования волнового поля, зарегистрированного при сейсмическом просвечивании всей Ключевской группы, установлено, что от вулкана Безымянный до Ключевского протягивается региональная аномальная зона, характеризующаяся изменениями параметров по ее простиранию при прохождении сейсмических волн. Это позволяет предполагать, что аномальная зона вулкана Безымянный прослеживается с погружением под вулканы Камень и Ключевской (рис. 2), где соединяется с аномальной зоной магмовода Ключевского вулкана (Utnasin et al., 1976); это происходит, по-видимому, в интервале глубин ~30–40 км.

Дополнительную информацию о глубинном строении Ключевской группы вулканов дает использование естественных источников сейсмических волн – землетрясений, происходящих как в сейсмофокальном слое, так и непосредственно под вулканами. В результате исследования распространения объемных волн от удаленных (японских) землетрясений было установлено, что “магматический очаг” под Ключевским вулканом имеет форму плоской линзы и располагается на глубинах 50–60 км (Горшков, 1956). Следует указать, что однозначная интерпретация сейсмологических данных, полученных при использовании далеких землетрясений, осложняется необходимостью учета многочисленных факторов, влияющих на затухание сейсмических волн. По этой причине для более надежной локализации магматических очагов было предложено использовать близкие землетрясения (Федотов, Фарберов, 1966). В частности, Фирстов и Широков (1971), исследуя землетрясения, происходящие в непосредственной близости от Ключевской группы вулканов в сейсмофокальном слое зоны Вадати-Заварицкого–Беньофа, установили эффект экранирования сейсмических волн под Ключевским и Безымянным вулканами на глубинах 70–150 км, который интерпретируется ими как следствие прохождения сейсмических волн через область магмообразования. Однако зарегистрированный эффект может иметь и другую интерпретацию. В частности, к аналогичным эффектам может приводить наличие высокоскоростных слоев в области перехода кора–мантия (Аносов и др., 1978).

Верхняя часть питающей системы собственно Ключевского вулкана – до глубины 25–30 км – детально описана по сейсмологическим данным (Федотов и др., 1988). Известно, что вулканические землетрясения происходят вокруг магматических каналов и очагов при внедрении интрузий, даек, силлов и других процессах, приводящих к изменениям давления в магматических резервуарах. Анализ этих землетрясений позволил установить, что непосредственно под Ключевским вулканом располагается высокосейсмическая область, где землетрясения и их рои обычно погружаются на глубины 25–30 км, а в отдельных случаях (извержения 1986–1989 гг.) – на 35–40 км (Жаринов и др., 1990, 1991). Заслуживает внимания тот факт, что перед извержениями несколько раз отмечался подъем землетрясений с глубин около 25 км к постройке вулкана со скоростью 3–5 км в месяц. Эти наблюдения позволяют полагать, что в верхней части питающей системы Ключевского вулкана находится вертикальная сейсмоактивная зона (отождествляемая с питающим каналом), простирающаяся непрерывно от дна вершинного кратера до глубин 25–30 км (Федотов и др., 1988).

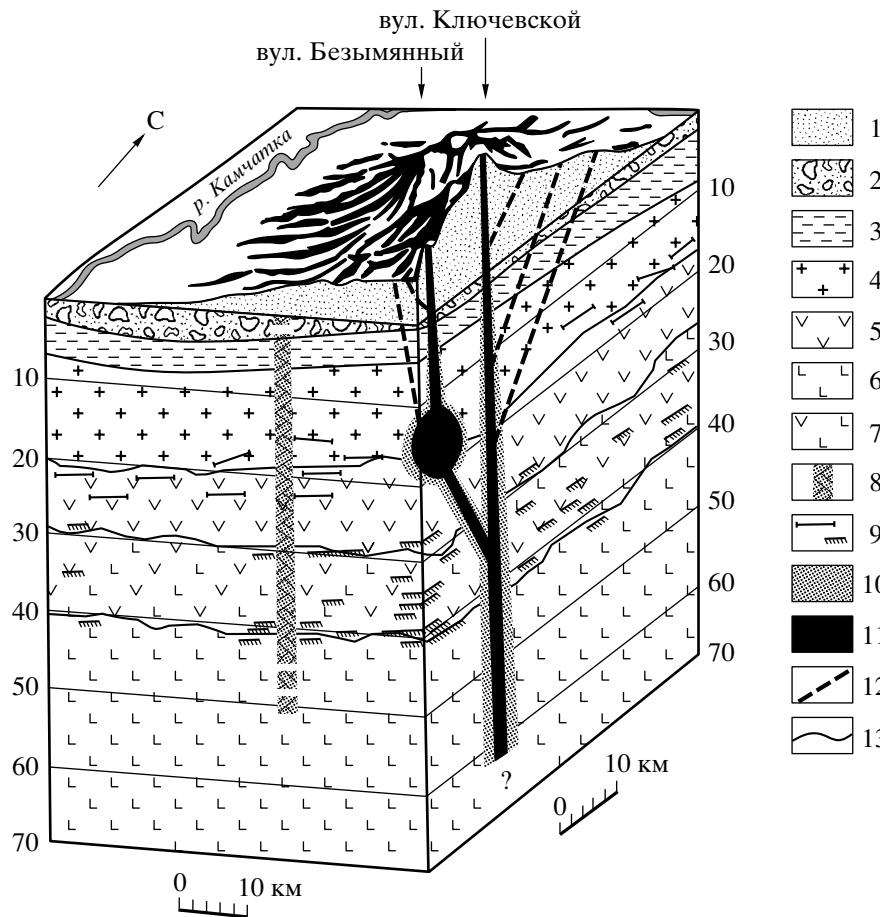


Рис. 2. Схематическая сейсмо-вулканическая модель глубинного строения вулканов Ключевской и Безымянный (составлена по материалам (Utnasin et al., 1976) с добавлениями Озерова А.Ю и Аносова Г.И. (Институт вулканологии ДВО РАН).

1 – четвертичные постройки вулканов; 2 – палеоген-неогеновые вулканогенно-осадочные образования; 3 – меловые вулканогенно-осадочные отложения; 4 – “гранитный” слой; 5 – “базальтовый” слой; 6 – переходная зона между базальтовым слоем и верхней мантией; 7 – верхняя граница; 8 – глубинный разлом; 9 – отражающие сейсмические площадки; 10 – зона сильно разогретых пород; 11 – области существования жидких магматических расплавов; 12 – одноактные магматические дайки; 13 – границы между сейсмическими толщами.

В пределах описанной вертикальной сейсмо-активной зоны наиболее сейсмичная ее часть имеет вытянутую цилиндрическую форму с диаметром около 5 км. Внутри этой зоны на глубинах 5–20 км выделяется асейсмичная область размером в поперечнике менее 3 км. Предполагается, что она соответствует зоне пластичных пород, окружающей основной питающий канал вулкана. Это согласуется с расчетными данными, основанными на определении температур питающей системы (Федотов и др., 1988). Температура стенок основного питающего канала составляет 1200–1100°C, в стороны от канала она постепенно уменьшается до температуры вмещающих пород. В области, непосредственно примыкающей к каналу, при температуре ~1100–700°C породы наиболее пластичны, что должно приводить к уменьшению числа землетрясений либо их полному отсутствию.

Следует особо отметить, что в пределах описанной выше вертикальной сейсмоактивной зоны, до глубин 25–30 км, не установлены асейсмичные области размером 5 км и более, которые можно было бы отождествить с крупными промежуточными магматическими очагами. Такой же вывод следует из анализа изменения числа землетрясений с глубиной, который показывает, что в верхней части питающей системы Ключевского вулкана, на глубинах 0–25 км, изменение поля напряжений происходит примерно с одинаковой интенсивностью (Федотов и др., 1988). Это указывает на отсутствие крупных неоднородностей (магматических очагов) в питающей системе вулкана на рассматриваемых глубинах. Представляется маловероятным и накопление значительных количеств базальтовой магмы на глубинах более 20 км. Это следует из расчетов, основанных на оценке изменения избыточного магматическо-

го давления с глубиной: магма с плотностью 2.5–2.6 г/см³ под давлением в сотни бар должна весьма энергично выжиматься из более глубоких, корневых частей питающей системы, не образуя крупных промежуточных очагов (Федотов, 1993).

К обсуждению проблемы промежуточных очагов можно добавить следующие соображения. Возраст Ключевского вулкана составляет около 7 тыс. лет (Брайцева и др., 1994) и слишком мал, чтобы на его питающем канале смогли сформироваться крупные коровые или периферические очаги (Федотов, 1980). Здесь нет кальдеры и никаких признаков ее образования, что указывало бы на существование под вулканом неглубоко залегающего магматического резервуара. Довольно равномерное поступление больших объемов магмы на Ключевском вулкане (около 6×10^7 т/год) скорее всего также свидетельствует об отсутствии крупных коровых резервуаров магмы. В то же время дискретное поступление магмы в канал вулкана Безымянный свидетельствует о возможном существовании в его корневой системе крупного промежуточного магматического очага.

Завершая анализ глубинного строения рассматриваемых вулканов, сформулируем два главных вывода, имеющих важное значение при обсуждении возможной генетической связи базальтов и андезитов вулканов Ключевской и Безымянный:

1. Вулканы имеют единый мантийный источник питания, который постоянно генерирует магму, поднимающуюся к поверхности сначала по единому магмоводу, затем, начиная с глубин 40–30 км – по двум обособленным каналам. Эволюция исходного для обоих вулканов магматического материала на этой стадии должна носить полибарический (преимущественно декомпрессионный) характер.

2. Выше 40–30 км на подводящем канале Ключевского вулкана отсутствуют крупные периферические очаги, в которых могли бы протекать процессы изобарической кристаллизации, т.е. фракционирование магм должно по-прежнему происходить в декомпрессионном режиме. Вулкан Безымянный на глубинах 20–10 км, по-видимому, имеет промежуточный очаг, где значительные объемы высокоглиноземистых магм могли претерпевать существенные изменения состава в результате фракционирования в условиях, приближающихся к изобарическим.

Указанные особенности внутрикоровых режимов эволюции представляются важными для понимания различий в составе продуктов извержений вулканов Ключевской и Безымянный и связанной с этим специфики их эруптивной деятельности.

СРАВНИТЕЛЬНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ЭРУПТИВНОЙ ДЕЯТЕЛЬНОСТИ ВУЛКАНОВ КЛЮЧЕВСКОЙ И БЕЗЫМЯННОЙ

Ключевской вулкан

При расходе магмы 6×10^7 т/год на долю Ключевского вулкана приходится почти половина ювенильного материала, поступающего на поверхность в пределах Курило-Камчатской вулканической области (Федотов и др., 1987). Вулкан начал формироваться 6–7 тыс. лет назад (Брайцева и др., 1994) на склоне более древнего вулкана Камень. В результате активной эруптивной деятельности он приобрел почти идеальную форму усеченного конуса, высота которого по состоянию на 3 августа 1993 г. составляла 4822 м (Озеров и др., 1996в). В настоящее время он представляет собой типичный стратовулкан центрального типа с действующим кратером диаметром около 750 м. Постройка вулкана сложена лавовыми потоками, прослоями пирокластики и льда, причем объем пирокластического материала существенно превышает объем лавовых потоков. На склонах вулкана насчитывается более 50-ти побочных прорывов; многочисленные паразитические шлаковые конусы имеют высоту от нескольких десятков до 200 м.

Детальная реконструкция истории эруптивной деятельности вулкана крайне затруднена, поскольку активный рост центрального конуса препятствует образованию глубоких эрозийных врезов. Тем не менее, результаты исторических наблюдений и геологические исследования показывают, что с конца 17-го века до 1932 г. Ключевской вулкан формировался только за счет терминальных (вершинных) извержений. В 1932 г. произошло изменение режима вулканической деятельности: на фоне продолжающейся активности центрального кратера на склонах вулкана начались побочные извержения.

Современные терминальные извержения различны по своей продолжительности и интенсивности. В одних случаях они происходят в течение достаточно длительного времени – до двух, трех и более лет, в других – в течение недель и месяцев. Интервалы покоя продолжаются от одного-двух месяцев до пяти-десяти лет; во время таких пауз обычно отмечается фумарольная деятельность. Эти извержения весьма разнообразны по своему характеру и принадлежат к разным классификационным типам – вулканскому, стромболианскому и субплинианскому, причем нередко в ходе одного извержения они сменяют друг друга. Тип “вулкан” присущ, как правило, извержениям слабой и средней силы; в это время в кратере происходят пепловые выбросы без раскаленных обломков. Стромболианский тип характерен обычно для более сильных извержений, когда наблю-

дается фонтанирование лавы, сноповидные выбросы раскаленных бомб, истечение лавовых потоков. Крайне редко на вулкане происходят очень сильные, пароксизмальные извержения, которые могут быть отнесены к субплинианскому типу, когда над вулканом поднимается мощная эруптивная колонна на высоту около 10 км, а пепловые шлейфы распространяются на многие сотни километров.

Лавовые потоки терминальных извержений не выходят за пределы центрального конуса и, как правило, не спускаются ниже отметки 3000 м. От характера эруптивной деятельности зависит строение вершинного кратера. Во время стромболианских и вулканских извержений происходит заполнение полости терминального кратера и рост внутрикратерного шлакового конуса, который может подниматься выше кромки главного кратера; при этом вершина вулкана приобретает острые очертания. В ходе субплинианских извержений разрушается – полностью или частично – внутрикратерный шлаковый конус. В периоды между извержениями вулкана в связи с опусканием магматической колонны отмечены случаи образования глубоких колодеобразных провалов.

Побочные прорывы в историческое время наблюдались в северо-восточном, восточном, юго-восточном, южном и юго-западном секторах вулкана (рис. 1). Гипсометрические отметки выхода магмы на дневную поверхность варьируют в интервале высот от 450 до 4400 м, причем эти прорывы происходили в основном по радиальным трещинам. Реже отмечались одиночные эруптивные центры; лишь дважды зафиксированы многовыходные боковые прорывы. Длина лавовых потоков побочных прорывов изменяется от 1.3 до 11.2 км, а мощность – от 2 до 25 м. Число кратеров, образующих во время одного побочного извержения, варьирует от 1 до 10. Самое короткое извержение длилось 7 дней, наиболее продолжительное – полтора года. В некоторых случаях при побочных извержениях отмечалась интенсивная взрывная активность, в результате которой формировались шлаковые конусы; высота их изменялась от нескольких десятков до 200 м. Однако шлаковые конусы часто вообще не образовывались – происходило только излияние лавовых потоков. Наиболее распространенными являются лавы со шлаково-глыбовой поверхностью (аалавы), крайне редко встречаются канатные лавы (пахозхоэ). Суммарный объем лавовых потоков, образованных в результате побочных извержений, происшедших с 1932 г. по настоящее время, оценивается авторами в ~ 1 км³.

Модельные расчеты показывают, что отделение даек от основного канала, питающего побочные извержения, происходит, когда избыточное давление магмы составляет 100–120 бар и более:

такие условия можно предполагать от высоты ~ 3 км в наземной постройке вулкана до глубины ~ 25 км, но в основном в пределах от 1–2 км в постройке вулкана и до глубины 10–12 км (Федотов, 1993). При этом установлено, что дайки образуются незадолго до начала извержений: вскоре после их окончания этот процесс прекращается (Федотов, 1976).

Вулкан Безымянный

Вулкан Безымянный начал формироваться 10–11 тыс. лет назад, когда на южном склоне более древнего вулкана Камень образовался вулкан Пра-Безымянный; сохранились фрагменты его постройки, сложенной грубыми агломератовыми туфами и редкими лавовыми потоками (Богоявленская и др., 1991). Деятельность вулкана Пра-Безымянный продолжалась 3–4 тыс. лет, потом в эруптивной деятельности наступил перерыв, продолжавшийся около 3000 лет. Повторный период активности начался около 5–5.5 тыс. лет назад. В настоящее время молодой вулкан Безымянный представляет пример типичного стратовулкана, в строении которого наряду с мощными отложениями пирокластике существенная роль принадлежит лавовым потокам. Морфологически это несколько удлиненный в широтном направлении сложный массив с абсолютной высотой 2900 м (рис. 1). На вершине располагается овальный кратер размером 1.3×2.8 км; всю центральную часть кратера занимает экстрезивный купол.

Длина отдельных потоков, бронирующих склоны вулкана, изменяется от 500 до 2000 м при ширине в первые сотни метров и мощности 10–30 м. Периодически происходили катастрофические взрывные извержения с образованием мощных пирокластических потоков; объем материала некоторых из них достигал ~ 0.35 км³. На склоне и у подножия вулкана, в южном секторе, расположены 12 экстрезивных куполов. По возрасту они подразделяются на две группы: сформировавшиеся до образования вулкана (15–20 тыс. лет назад) и более поздние, внедрившиеся синхронно с формированием “молодого” Безымянного: высота этих экстрезивных куполов варьирует от 10–15 до 280 м (Богоявленская и др., 1991).

В историческое время, со времени открытия Камчатки в 1697 году и до середины XX века вулкан Безымянный считался потухшим. Новый эруптивный цикл начался в конце октября 1955 года и продолжается до настоящего времени. Его можно подразделить на три этапа: I – взрывной, II – пароксизмального взрыва и III – формирование экстрезивного купола (Горшков, Богоявленская, 1965).

Первый этап – с 22.10.1955 г. по 29.03.1956 г. В октябре–ноябре 1955 г. деятельность вулкана характеризовалась сильной эксплозивной активностью. В это время над кратером вулкана практически непрерывно поднималась густая газопепловая колонна – на высоту от 0.5 до 4 км. На расстоянии в сотни км от вулкана наблюдались пеплопады. Затем, с декабря и до конца этапа происходило заметное ослабление эруптивной деятельности. Над кратером вулкана отмечалась умеренная газопепловая деятельность с высотой выбросов не более 1–1.5 км, уменьшилась интенсивность пеплопадов. В этот же период началось внедрение экструзивного купола, которое сопровождалось формированием раскаленных лавин. Общий объем продуктов, поступивших в результате первого этапа извержения оценивается в 0.4–0.5 км³.

Второй этап – 30.03.1956 г. продолжался всего несколько часов, но отличался исключительной мощностью извержения. Направленный взрыв снес вершину вулкана: если до извержения абсолютная высота вулкана была 3085 м, то после извержения она составила 2900 м. На вершине образовался эллипсоидный кратер, достигающий в поперечнике почти 3 км, глубиной около 700 м, открытый в восточном направлении. В открытую часть кратера устремились мощные пирокластические потоки, заполнившие долины рек на расстояние 18 км от вулкана. Над кратером на высоту 35 км поднялось эруптивное облако, а шлейф пепла шириной 50 км простирался на расстояние до 400 км. Огромные массы выброшенного раскаленного материала вызвали бурное таяние снега на склонах вулкана с образованием грязевых потоков, которые, сметая на своем пути лес, прошли 80 км вплоть до р. Камчатка. Общий объем изверженного (ювенильного и ресурсгентного) материала составил около 3 км³.

Третий этап – с апреля 1956 г. по настоящее время. Характеризуется формированием крупного экструзивного образования – купола Новый (Алидибиров и др., 1988; Белоусов и др., 1996; Богоявленская, Кирсанов, 1981; Озеров и др., 1996б). В этот период, обычно 1–2 раза в год происходили извержения, во время которых на куполе выжимались новые блоки вязкой лавы. В результате таких процессов за сорокалетнюю историю своего развития купол достиг ~1.5 км высоты, диаметр основания ~2–2.5 км. Рост купола сопровождался эксплозивной активностью, а во время сильных извержений пирокластические потоки спускались со склонов вулкана. Длина их в разные годы изменялась от 2 до 12 км. В последние десятилетия в верхней части купола происходили излияния коротких, до нескольких сотен метров, лавовых потоков.

Выводы. Анализ известных работ о деятельности рассматриваемых вулканов и личные наблюдения авторов привели к заключению об отсутствии синхронной активизации в динамике эруптивного процесса вулканов Ключевской и Безымянный. Даже пароксизмальные извержения каждого из них не оказывают заметного влияния на активность соседа. Например, для одного из самых активных периодов деятельности вулкана Безымянный 1955–63 гг., во время которого произошло пароксизмальное извержение 30 марта 1956 г., не отмечалось каких-либо изменений в эруптивной деятельности Ключевского вулкана (Горшков, Богоявленская, 1965). В свою очередь энергичная активизация Ключевского вулкана в 1994 г., сопровождавшаяся пароксизмальным извержением 1 октября, не привела к усилению эруптивной деятельности вулкана Безымянный, где в это время наблюдались лишь слабые фумарольные струи (Озеров и др., 1996б).

Главная причина отмеченных отличий режима эруптивной деятельности вулканов Ключевской и Безымянный, очевидно, связана с различиями состава, а также условий эволюции и поступления продуктов дифференциации в магмовыводящий канал. Мы полагаем, что в магматическом очаге под вулканом Безымянный реализуются процессы изобарического фракционирования высокоглиноземистых базальтовых магм, являющихся продуктами дифференциации однотипных исходных пикрит-базальтовых расплавов, которые поступали с глубин 40–30 км по каналу, ответвляющемуся от главного магмовода системы Ключевской-Безымянный (рис. 2). Это фракционирование происходит в близких к водонасыщенным условиям и приводит к образованию амфиболосодержащих андезитовых и дацитовых магм. Насыщенность летучими и более кислый состав дифференциатов создают предпосылки, с одной стороны, для проявления пароксизмальных извержений, а с другой – обеспечивают высокую вязкость “осушенных” продуктов дифференциации и связанное с этим развитие на вулкане Безымянный лавовых куполов.

Рассмотрим теперь минералогические и геохимические свидетельства в пользу концепции генетической связи базальтов и андезитов вулканов Ключевской и Безымянный.

ЭВОЛЮЦИЯ ХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА ПОРОД И МИНЕРАЛОВ

Для сравнительного анализа особенностей химического состава изверженных пород мы используем новые данные по геохимии 13 базальтов Ключевского вулкана (8 побочных извержений за период 1945–1988 гг., одно вершинное извержение 1993 г. и 3 древних прорыва, представленных магнезиальными базальтами) и 11 ан-

дезитов вулкана Безымянный (8 извержений за период 1956–1991 гг. и одно древнее извержение ~1000 лет назад)³. Аналитические исследования образцов были проведены в геохимической лаборатории Технологического института штата Нью-Мехико (Сокорро, США). Основные породообразующие оксиды были определены рентгеноспектральным флуорисцентным методом в образцах, полученных после сплавления исходной аналитической навески с боратом лития. Редкие и рассеянные элементы определялись инструментальным нейтронно-активационным и рентгеноспектральным флуорисцентным методами (Hallet, Kyle, 1993).

*Нормативный состав
и последовательность кристаллизации*

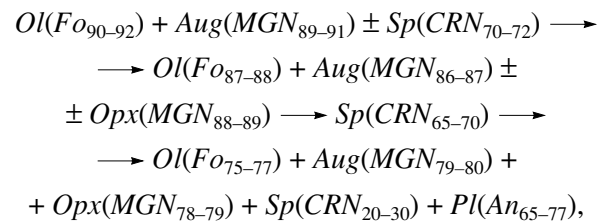
Общее представление о химическом составе рассматриваемых ассоциаций иллюстрирует табл. 1, где приведены средние составы главных петрохимических групп базальтов Ключевского вулкана (Арискин и др., 1995) и серии лав вулкана Безымянный (Богоявленская и др., 1991).

Из анализа этих данных следует, что для Ключевского вулкана характерен монотонный переход от высокомагнезиальных к высокоглиноземистым базальтам, который проявляется в закономерном увеличении содержаний SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 , Na_2O , K_2O и P_2O_5 при уменьшении концентрации MgO и CaO . Содержание FeO в породах практически не меняется (Хренов и др., 1991; Озеров, Хубуная, 1992), поэтому магнезиальность пород $MGN = \text{Mg}/(\text{Mg} + \text{Fe})$ монотонно понижается примерно от 0.7 в высоко-Mg базальтах до 0.5 в наиболее глиноземистых составах. Эти химические особенности коррелируют с изменением нормативного минерального состава, которое выражается в накоплении плагиоклазовых компонентов при понижении содержания оливина и диопсида (табл. 1). Последнее наблюдение свидетельствует в пользу того, что серия ключевских лав могла формироваться путем фракционирования оливина и клинопироксена при подчиненной роли кристаллизации плагиоклаза.

Этот вывод находит подтверждение в минералогических особенностях базальтов Ключевского вулкана. Как правило, это порфиновые породы, содержащие большое количество фенокристаллов и гломеропорфиновых сростков *Ol* и *Срх*, размер которых может достигать 10 мм. Их количество понижается при переходе к более глиноземистым разновидностям, где отмечается систематическое присутствие зерен *Pl* (который в от-

дельных случаях фиксируется и в магнезиальных базальтах). *Орх* редок: случайные зерна, иногда в сростках с плагиоклазом и клинопироксеном, обнаружены только в глиноземистых базальтах; при микронзондовых исследованиях его присутствие устанавливается по составам твердофазных включений в *Ol* и *Срх* (Озеров, 1993; Хубуная и др., 1993). Обогащенная хромом шпинель (пикотит) также встречается в виде микровключений в оливинах, особенно из древних прорывов высокомагнезиальных базальтов; для высокоглиноземистых базальтов более характерно наличие мелкой вкрапленности титаномагнетита.

Детальные микронзондовые исследования кристаллической ассоциации в базальтах Ключевского вулкана позволили идентифицировать генеральную последовательность эволюции составов минералов при фракционировании предполагаемой исходной магмы (Арискин и др., 1995; Озеров и др., 1996а):



где $CRN = \text{Cr}/(\text{Cr} + \text{Al} + \text{Fe}^{3+})$, а “±” относится к ситуации, когда минералы не образуют котектических сростков и диагностируются только в виде твердофазных включений. Наиболее важная особенность этих соотношений – высокая магнезиальность исходной ассоциации кристаллов клинопироксена ($MGN = 87-91$) и оливина ($MGN = 88-92$), причем зерна этих высокомагнезиальных минералов диагностируются не только среди наиболее магнезиальных базальтов (Хубуная и др., 1993), но и в высокоглиноземистых породах (Озеров, 1993). Сопоставление составов сосуществующих оливинов и авгитов, наблюдаемых в ключевских базальтах, а также полученных разными авторами в экспериментах по плавлению природных образцов, привело к выводу о высокобарной природе этой магнезиальной ассоциации, которая формировалась при давлениях выше 15 кбар (Арискин и др., 1995).

Анализ средних составов лав вулкана Безымянный показывает (табл. 1), что для данной ассоциации характерно резкое накопление кремнезема при небольших вариациях Al_2O_3 и магнезиальности. Содержание MgO и CaO продолжает уменьшаться, однако в отличие от ключевских базальтов, где наблюдается умеренное накопление TiO_2 при постоянных содержаниях FeO , здесь происходит резкое обеднение обоими компонентами. Это находит отражение в изменениях нормативного состава: породы становятся кварцнормативными, а при переходе от андезит-базальтов

³ Основная часть образцов – из коллекции авторов; три образца магнезиальных базальтов Ключевского вулкана предоставлены С.А. Хубуная (Институт вулканологии ДВО РАН).

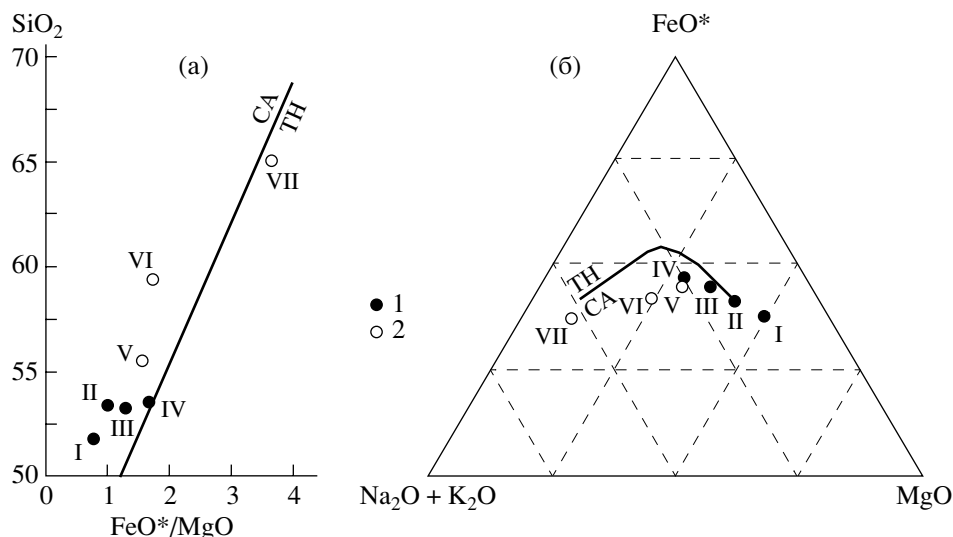


Рис. 3. Дискриминационные диаграммы для разделения пород толеитовых (ТН) и известково-щелочных (СА) серий. (а) – (Miyashiro, 1974), (б) – (Irvine, Baragar, 1971); римские цифры отвечают средним составам петрохимических типов в табл. 1.

1 – вулкан Ключевской, 2 – вулкан Безымянный.

к дацитам отмечается увеличение плагиоклазовой составляющей (за счет возрастания количества ортоклаза и альбита, при уменьшении анортитового компонента); содержание диопсида, гипперстена и ильменита монотонно уменьшаются.

Подобные соотношения свидетельствуют о важной роли кристаллизации магнетита, выпадение которого способствует переходу от оливин-нормативных составов к кварцнормативным: широкое распространение вкрапленников титаномагнетита в лавах вулкана Безымянный указывает на реальность такого процесса (Кадик и др., 1986). Однако в общем балансе кристаллизующегося вещества главное значение имеют плагиоклаз и Fe–Mg минералы, представленные клинопироксеном, ортопироксеном и роговой обманкой. По минеральному составу на вулкане Безымянный выделяются три главных типа андезитов: двупироксеновые, роговообманково-пироксеновые и роговообманковые (Горшков, Богоявленская, 1965; Тимербаева, 1967). К сожалению, отсутствие для этих пород данных по составам сосуществующих зерен и твердофазных включений не позволяет пока детализировать последовательность их кристаллизации в процессе фракционирования, как это было сделано ранее для минеральных ассоциаций ключевских лав (Арискин и др., 1995; Озеров и др., 1996а).

Тем не менее, данные геологических наблюдений показывают, что в истории вулкана Безымянный в течение каждого цикла извержения отмечается одна и та же последовательность изменения состава поступающих продуктов: от наиболее кислых (вплоть до дацитов) роговооб-

манковых андезитов в начальные стадии извержения к пироксен-роговообманковым и двупироксеновым андезитам на завершающих этапах. Эта закономерность, а также установленные в результате петрографических исследований факты реакционного замещения Srx и Orx роговой обманкой позволили прийти к заключению, что в эволюционном ряду андезит – дацит амфиболсодержащие породы представляют наиболее фракционированные низкотемпературные образования, а двупироксеновые андезиты следует рассматривать как наименее дифференцированный “относительно примитивный” материал (Кадик и др., 1986).

Сопоставление петрохимических трендов

Средние составы главных петрохимических групп из табл. 1 представлены на классификационных диаграммах SiO_2 –FeO/MgO (Miyashiro, 1974) и $Na_2O + K_2O$ –FeO–MgO (Irvine, Baragar, 1971) (рис. 3). Отчетливо видно, что базальты Ключевского вулкана и андезит-базальт-дацитовая ассоциация вулкана Безымянный находятся в поле типичных известково-щелочных серий, причем соотношения этих трендов не противоречат предположению, что обе “укороченные” (Фролова и др., 1985) серии представляют единый генетический ряд пород, имеющих один и тот же источник.

В пользу этой гипотезы свидетельствуют также данные, представленные на вариационных диаграммах рис. 4, построенных в зависимости от содержаний MgO и SiO_2 (исходные составы при-

Таблица 1. Химический (мас. %) и нормативный составы главных петрохимических типов лав вулканов Ключевской и Безымянный

Компоненты	Ключевской				ВГБ	Безымянный		
	I	II	III	IV		V	VI	VII
	15*	46	50	131		29	50	4
SiO ₂	51.76	53.39	53.22	53.50	53.23	55.66	59.51	65.14
TiO ₂	0.86	0.84	0.95	1.09	1.13	0.74	0.60	0.51
Al ₂ O ₃	13.86	15.29	16.79	18.26	18.16	18.06	17.79	18.25
FeO*	8.83	8.52	8.83	8.67	9.10	7.55	6.18	4.02
MnO	0.17	0.17	0.17	0.16	0.15	0.15	0.13	0.13
MgO	11.55	8.58	6.89	5.24	5.29	4.90	3.58	1.10
CaO	9.73	9.41	8.91	8.22	8.14	8.26	6.96	5.17
Na ₂ O	2.47	2.72	3.11	3.45	3.65	3.18	3.51	4.00
K ₂ O	0.63	0.90	0.96	1.20	0.93	1.26	1.51	1.68
P ₂ O ₅	0.15	0.18	0.18	0.20	0.22	0.23	0.23	–
Mg/(Mg + Fe)	0.700	0.642	0.582	0.509	0.509	0.537	0.508	0.328
Ca/(Ca + Al)	0.390	0.359	0.325	0.290	0.290	0.294	0.262	0.205
CIPW, мас.%								
<i>Qzt</i>	–	–	–	–	–	3.88	9.90	19.63
<i>Or</i>	3.72	5.32	5.67	7.09	5.50	7.46	8.95	9.95
<i>Ab</i>	20.90	23.01	26.31	29.19	30.88	26.89	29.69	33.83
<i>An</i>	24.88	26.86	29.02	30.80	30.40	31.25	28.29	25.65
<i>Di</i>	18.18	15.24	11.54	7.20	7.09	6.81	3.93	–
<i>Hу</i>	17.93	25.04	21.96	21.15	19.71	21.70	17.52	9.51
<i>Ol</i>	12.42	2.52	3.28	2.02	3.70	–	–	–
<i>Ilm</i>	1.63	1.60	1.80	2.07	2.15	1.41	1.14	0.97
<i>Ap</i>	0.36	0.43	0.43	0.47	0.48	0.50	0.50	–

Примечание. Составы петрохимических типов пересчитаны на безводную основу; при расчетах нормативного минерального состава разделение на FeO и Fe₂O₃ не проводилось. Петрохимические типы: I – высокомагнезиальный базальт, II – магнезиальный базальт, III – глиноземистый базальт, IV – высокоглиноземистый базальт (Арискин и др., 1995); V – андезито-базальт; VI – андезит; VII – дацит (Богоявленская и др., 1991). ВГБ (высокоглиноземистые базальты) – представляет состав модельного дифференциата при $P = 7$ кбар, $T = 1110^\circ\text{C}$ и содержании в расплаве 3.0 мас. % H₂O после декомпрессионного фракционирования исходной высокомагнезиальной магмы на 36% (Арискин и др., 1995).

* Число анализов.

ведены в табл. 2 и 3). Использование этих двух координат позволяет, с одной стороны, подчеркнуть петрохимическую близость обеих ассоциаций (см. эволюцию содержаний Na₂O, K₂O и CaO), а с другой – наглядно представить различия направлений трендов, связанные с изменением набора кристаллизующихся фаз (см. Al₂O₃, FeO и TiO₂). В частности, прекращение накопления или небольшое понижение концентрации глинозема естественно связать с началом фракционирования плагиоклаза после продолжительной кристаллизации феррических силикатов (Арискин и

др., 1995). Резкое понижение содержаний FeO и TiO₂ свидетельствует о том, что практически одновременно с началом кристаллизации плагиоклаза в системе начал фракционировать магнетит. Различить эффект фракционирования пироксенов и амфибола на этих диаграммах не представляется возможным.

Эволюция содержаний примесных элементов

Хотя соотношения петрохимических трендов лав вулканов Ключевской и Безымянный укла-

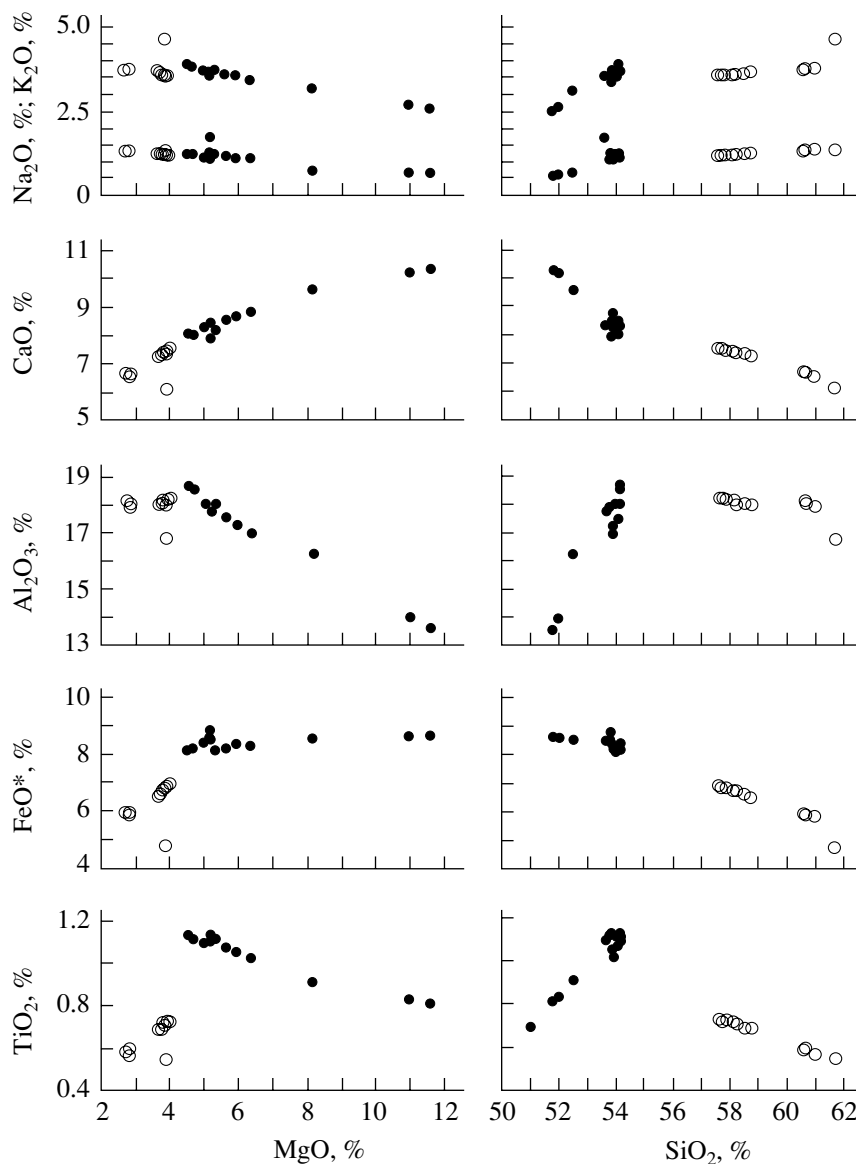


Рис. 4. Вариационные диаграммы для петрогенных компонентов.
Условия обозначения см. на рис. 3

дываются в схему единого генетического ряда и не противоречат представлениям о различиях режимов фракционирования в их магмоподводящих системах, для более убедительного доказательства генетического родства этих вулканитов приведем дополнительные геохимические аргументы.

Диаграммы эволюции содержаний “наиболее некогерентных” элементов – Rb, Cs и Th, построенные в зависимости от концентрации MgO и SiO₂, приведены на рис. 5. Из анализа этих диаграмм следует, что геохимические тренды андезитов вулкана Безымянный определенно наследуют закономерности эволюции некогерентных элементов в базальтах Ключевского вулкана.

Следует особо отметить, что для всех этих элементов отмечается примерно трехкратное обогащение при переходе от высокомагнезиальных базальтов Ключевского вулкана к андезитам Безымянного. Это означает, что последние могут быть получены в результате ~70%-ного фракционирования высоко-Mg магмы, и содержание любого из некогерентных элементов можно использовать в качестве показателя степени фракционирования исходного магматического расплава.

На рисунке 6 приведена эволюция содержаний Sc, Cr, Ba, Zn, La и Yb в зависимости от содержания Th. Наблюдаемые тренды также хорошо согласуются с концепцией кристаллизационного

Таблица 2. Содержания главных (мас. %) и примесных элементов (ppm) в базальтах Ключевского вулкана

Компоненты	ХУ-1* (1)	ХУ-2 (2)	ХУ-3 (3)	К-1945 (4)	К-1946 (5)	К-1951 (6)	К-1953 (7)	К-1956 (8)	К-1966 (9)	К-1983 (10)	К-1988 (11)	К-1993 (12)	КЛ-1 (13)
SiO ₂	51.78	51.99	52.49	53.88	54.04	53.96	54.01	54.08	53.87	53.61	53.75	54.12	53.79
TiO ₂	0.81	0.83	0.91	1.02	1.07	1.11	1.11	1.13	1.05	1.10	1.12	1.09	1.13
Al ₂ O ₃	13.58	13.96	16.26	16.96	17.52	18.04	18.55	18.65	17.27	17.75	17.93	18.03	17.93
FeO*	8.61	8.58	8.51	8.24	8.19	8.13	8.19	8.16	8.32	8.47	8.59	8.40	8.81
MnO	0.17	0.17	0.16	0.16	0.17	0.15	0.15	0.15	0.16	0.16	0.17	0.17	0.16
MgO	11.60	10.98	8.16	6.33	5.62	5.31	4.65	4.52	5.91	5.17	5.15	4.98	5.17
CaO	10.29	10.18	9.60	8.78	8.52	8.20	8.00	8.05	8.64	8.33	8.44	8.27	7.90
Na ₂ O	2.49	2.60	3.11	3.37	3.55	3.70	3.82	3.86	3.52	3.54	3.60	3.67	3.65
K ₂ O	0.55	0.59	0.66	1.07	1.12	1.20	1.20	1.20	1.07	1.70	1.07	1.09	1.22
P ₂ O ₅	0.12	0.12	0.13	0.19	0.20	0.21	0.21	0.21	0.19	0.19	0.19	0.19	0.23
Cr	810	751	259	109	60	53	19	20	120	41	27	25	54
Sc	37.7	36.9	32.9	30.4	28.9	24.4	23.9	23.9	29.0	27.3	27.9	26.8	30
Zn	66	68	79	92	78	95	91	86	98	88	91	85	–
Ba	193	234	249	326	362	427	401	396	404	451	392	383	450
Rb	10.0	9.8	10.0	12.6	20.0	18.5	15.7	17.1	14.9	17.5	10.6	16.8	16
Cs	0.31	0.30	0.27	0.48	0.49	0.55	0.57	0.55	0.52	0.55	0.48	0.49	–
Hf	1.8	2.0	2.0	2.5	2.6	2.9	2.8	2.8	2.7	2.8	2.7	2.7	–
Ta	0.35	0.44	0.56	0.44	0.65	0.64	0.51	0.85	0.61	0.53	0.56	0.53	–
Th	0.37	0.38	0.37	0.67	0.67	0.72	0.80	0.70	0.60	0.71	0.73	0.70	–
U	0.16	0.21	0.18	0.47	0.38	0.46	0.40	0.53	0.21	0.64	0.39	0.32	–
La	4.0	4.3	5.0	6.6	6.9	7.5	7.5	7.4	7.0	7.3	7.1	7.4	9.0
Ce	11.0	10.9	13.3	17.1	17.5	18.5	18.5	18.0	17.5	17.6	17.4	17.3	17.9
Sm	2.6	2.6	2.8	3.4	3.5	3.6	3.7	3.8	3.6	3.7	3.7	3.7	3.8
Eu	0.83	0.87	0.96	1.10	1.14	1.17	1.18	1.20	1.16	1.18	1.19	1.18	1.27
Tb	0.46	0.50	0.50	0.58	0.63	0.63	0.65	0.62	0.61	0.66	0.64	0.64	–
Yb	1.8	1.9	1.9	2.0	2.1	2.2	2.3	2.2	2.3	2.4	2.4	2.4	2.6

Примечание. Образцы 1–3 представляют высоко-Mg и магнезиальные базальты (коллекция С.А. Хубуная); 4–12 имеют номера, соответствующие году извержения; 13 (КЛ-1) представляет высокоглиноземистые базальты прорыва Пийпа (изв. 1966 г.). Содержания петрогенных оксидов пересчитаны на безводную основу.

Аналитические исследования первых 12 образцов проведены в геохимической лаборатории Технологического института штата Нью-Мехико (Сокорро, США): главные элементы определены методом рентгенофлуоресцентного анализа; примесные элементы определены методом нейтронно-активационного (список) и рентгенофлуоресцентного анализа (список). КЛ-1 исследовался в ЦАЛ ГЕОХИ РАН (Арискин и др., 1995): содержания главных элементов определены методом рентгенофлуоресцентного анализа; Ba – методом ICP, Cr – методом атомной абсорбции, Rb – методом пламенной фотометрии, для РЗЭ и Sc применялся нейтронно-активационный анализ.

* Номер образца.

фракционирования: поведение Sc, очевидно, контролируется кристаллизацией клинопироксена, Cr–Cr₂ и шпинелида; тренд накопления Ba прекращается с началом кристаллизации плагиоклаза, а переход от накопления к обеднению Zn можно объяснить выделением магнетита (см. обзор экспериментальных данных по коэффициентам

распределения кристалл–расплав (Green, 1994)). La относится к легким лантаноидам, для которых не реализуется “идеальное некогерентное” поведение. Максимальный коэффициент обогащения La для пары андезит/базальт достигает лишь 2.5 (табл. 2 и 3). Для Yb отмечается еще более низкая степень обогащения: сначала происходит некото-

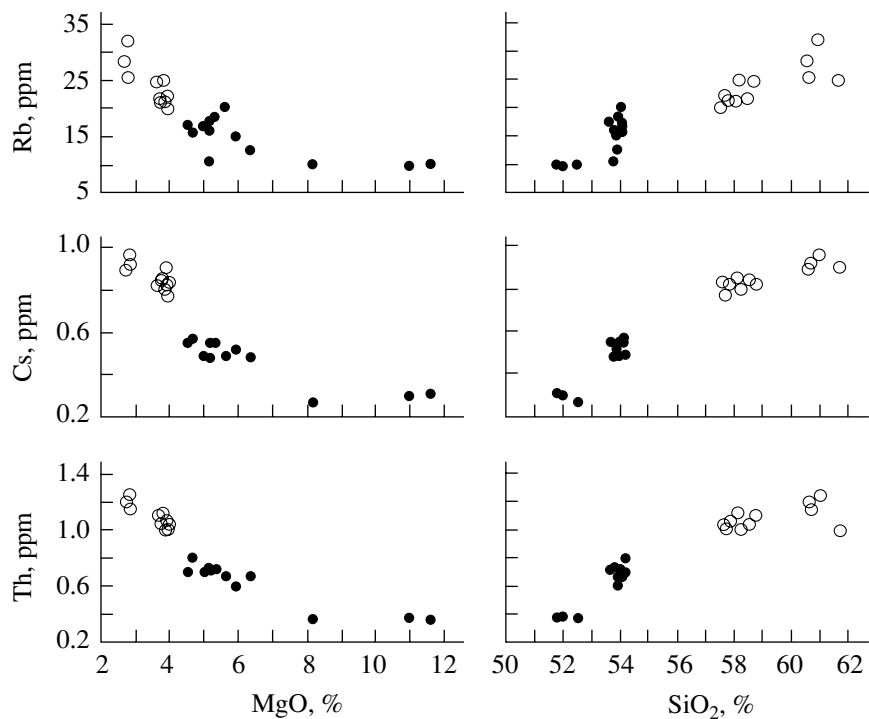


Рис. 5. Концентрации некогерентных элементов в зависимости от содержания в породах MgO и SiO₂. Условные обозначения см. на рис. 3.

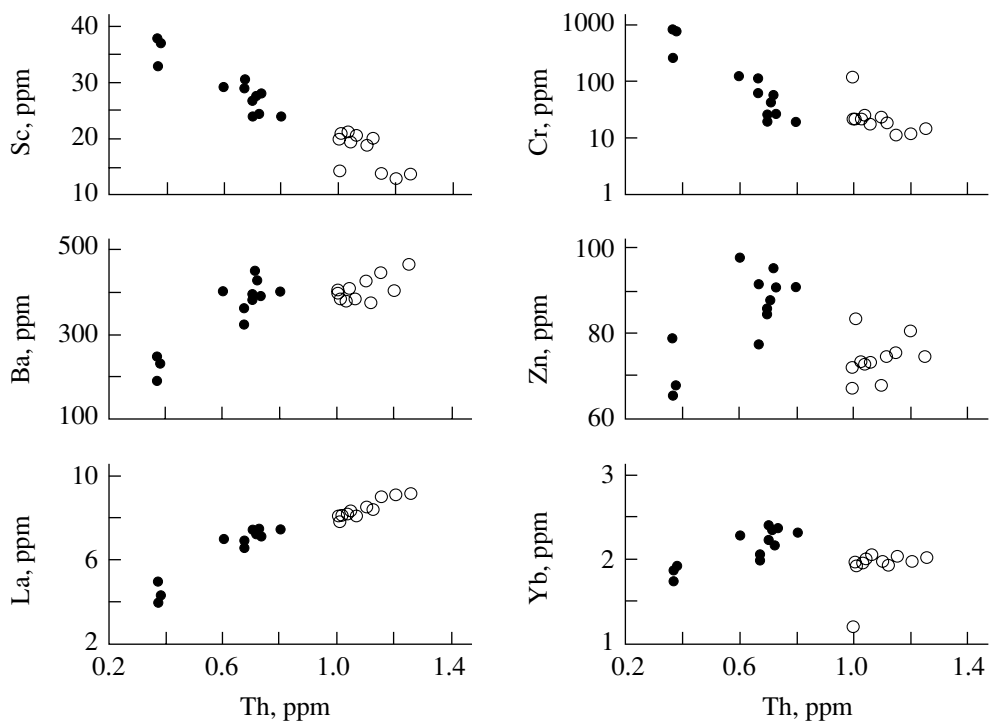


Рис. 6. Концентрации микроэлементов в зависимости от содержания в породах тория. Условные обозначения см. на рис. 3.

рое увеличение его содержаний от высокомагнезиальных к глиноземистым базальтам, а затем понижение концентрации при переходе к андези-там (рис. 6). Это в общем согласуется с известными данными по коэффициентам распределения

тяжелых РЗЭ между пироксенами, амфиболом и андезит-дацитовым расплавом (Green, 1994).

Завершая рассмотрение геохимических соотношений, следует подчеркнуть, что говоря об

Таблица 3. Содержания главных (мас. %) и примесных (ppm) элементов в андезитах вулкана Безымянный

Компоненты	Б-1956 ¹	Б-1956 ²	Б-1977	Б-1981	Б-1986	Б-1987	Б-1989 ¹	Б-1989 ²	Б-1990	Б-1991	Б-0000
SiO ₂	60.97	60.66	58.74	58.51	58.22	60.59	57.70	57.57	57.83	58.09	61.71
TiO ₂	0.57	0.60	0.69	0.69	0.71	0.59	0.72	0.73	0.73	0.72	0.55
Al ₂ O ₃	17.93	18.05	18.01	18.05	18.00	18.16	18.21	18.22	18.19	18.17	16.81
FeO*	5.82	5.88	6.51	6.61	6.77	5.93	6.85	6.93	6.85	6.76	4.76
MnO	0.14	0.14	0.14	0.14	0.14	0.15	0.15	0.15	0.15	0.15	0.10
MgO	2.79	2.81	3.64	3.72	3.85	2.69	3.95	3.96	3.90	3.77	3.86
CaO	6.53	6.65	7.24	7.32	7.36	6.69	7.55	7.55	7.46	7.44	6.11
Na ₂ O	3.75	3.74	3.66	3.60	3.58	3.72	3.53	3.55	3.55	3.55	4.61
K ₂ O	1.32	1.30	1.22	1.21	1.20	1.29	1.18	1.17	1.19	1.20	1.32
P ₂ O ₅	0.17	0.17	0.16	0.16	0.16	0.18	0.16	0.16	0.16	0.16	0.16
Cr	15	11	23	24	21	12	21	21	18	18	112
Sc	13.8	13.9	18.8	19.4	19.9	13.0	20.9	21.2	20.5	20.0	14.4
Zn	75	76	68	73	72	81	84	74	73	75	67
Ba	464	445	426	408	405	402	385	380	385	375	397
Rb	32.0	25.4	24.6	21.6	24.9	28.2	22.1	19.9	21.1	21.0	24.7
Cs	0.96	0.92	0.82	0.84	0.80	0.89	0.77	0.83	0.82	0.85	0.90
Hf	3.1	3.1	2.9	2.9	2.8	3.2	2.8	2.7	2.7	2.8	2.9
Ta	0.54	0.44	0.55	0.72	0.57	0.37	0.43	0.49	0.40	0.41	0.69
Th	1.25	1.15	1.10	1.04	1.00	1.20	1.01	1.03	1.06	1.12	1.00
U	0.94	0.86	0.70	0.86	0.81	0.92	0.83	0.83	0.56	0.77	0.80
La	9.2	9.0	8.5	8.3	8.1	9.1	8.1	8.2	8.1	8.4	7.8
Ce	20.9	20.7	19.2	19.7	19.3	21.0	18.5	18.2	18.6	19.0	18.5
Sm	3.2	3.2	3.1	3.1	3.1	3.2	3.1	3.1	3.1	3.1	2.7
Eu	1.00	0.99	0.99	1.01	0.98	1.02	0.97	0.97	0.96	0.97	0.81
Tb	0.52	0.50	0.50	0.53	0.54	0.50	0.53	0.50	0.51	0.48	0.35
Yb	2.0	2.0	2.0	2.0	2.0	2.0	1.9	2.0	2.1	1.9	1.2

Примечание. Образцы имеют номера с цифровым индексом, соответствующим году извержения (верхние индексы указывают, что образцы из одного потока); Б-0000 представляет андезиты одного из древних извержений. Содержания петрогенных оксидов пересчитаны на безводную основу.

Аналитические исследования проведены в геохимической лаборатории Технологического института Нью-Мехико (Сокорро, США): главные элементы определены методом рентгенофлуоресцентного анализа; примесные элементы определены методом нейтронно-активационного (список) и рентгенофлуоресцентного анализа (список).

Таблица 4. Изотопные отношения Nd и Sr для лав вулканов Ключевской и Безымянный

Литературный источник	Номер образца	SiO ₂	MgO	Al ₂ O ₃	Nd, ppm	¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd	ε _{Nd}	Sr, ppm	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	ε _{Sr}
(Kersting, Arculus, 1994, 1995)	К-21	52.27	8.88	14.27	15	0.513065	8.33	342	0.703543	-17.1
	К-51	52.29	6.26	26.72	10	0.513100	9.01	338	0.703543	-17.1
	К-256	53.01	7.05	15.68	16	0.513113	9.27	359	0.703632	-15.9
	К-5911	52.22	7.96	14.94	4	0.513055	8.13	334	0.703576	-16.7
Данная работа	К-АХОЗ	52.85	5.07	17.25	10	0.513070	8.43	368	0.703689	-15.1
	КЛ-1	53.79	5.17	17.93	11.8	0.51234	9.6	380	0.70334	-16.5
	Б-1956	54.08	4.52	18.65	-	0.51235	9.8	-	0.70345	-14.9
	Б-1987	60.59	2.69	18.16	-	0.51236	10.0	-	0.70343	-15.2
	Б-1990	57.83	3.90	18.19	-	0.51228	8.5	-	0.70363	-12.3

Примечание. Образцы с буквенными индексами К и КЛ относятся в Ключевскому вулкану, Б – к вулкану Безымянный. Измеренные изотопные отношения Nd нормализованы к отношениям: ¹⁴⁶Nd/¹⁴⁴Nd = 0.7219 (Kersting, Arculus, 1995) и ¹⁵⁰Nd/¹⁴²Nd = 0.209627 (данная работа).

Таблица 5. Модель эволюции магмогенерирующей и питающей системы вулканов Ключевской и Безымянный

Глубина, км	Главные магмообразующие процессы (описание и комментарии)	Условия		Состав магмы, мас. %				Ликвидусные фазы				
		P, кбар	T, °C	SiO ₂	MgO	Al ₂ O ₃	H ₂ O	OI	Срх	Орх	Pl	Sp
150–30	Единая магматическая система											
150–60	Зона выплавления и начального фракционирования первичных высоко-Mg магм (горизонтальный размер системы – десятки км, вероятно присутствие небольших количеств воды)	~50 ↓	>1400 ↓	~ 50 ↓	>12 ↓	<13 ↓	<2 ? ↓	Fo92 ↓	?	?	–	?
60–40	Подъем по магмоводу и декомпрессионное фракционирование первичных расплавов с образованием менее магнезиальных дифференциатов (диаметр магматической колонны ~ 1 км)	20 ↓	1350 ↓	51.8 ↓	11.6 ↓	13.9 ↓	~2.0 ↓	Fo90 ↓	+	–	–	+
40–30	Начало отделения от главной магматической колонны части продуктов дифференциации и дальнейшее движение базальтовых расплавов по наклонному каналу в сторону вулкана Безымянный: продолжение фракционирования с накоплением воды в расплаве (возможны смещение расплавов и частичная ассимиляция вещества стенок бокового канала)	~14 ↓	1250 ↓	52.5 ↓	8.6 ↓	15.5 ↓	2.3 ↓	Fo87 ↓	+	+	–	+
30–...	Формирование двух различных питающих систем											
30–20	Подъем магмы по двум обособленным каналам, имеющим диаметр ~ 1 км и расходящимся под небольшим углом: продолжение фракционирования с образованием высокоглиноземистых базальтов магмы и смещение продуктов разных стадий кристаллизации (возможно образование обратной зональности в крупных фенокристаллах)	~10 ↓	1170 ↓	52.7 ↓	6.6 ↓	17.0 ↓	2.6 ↓	Fo83 ↓	+	+	+	+
20–10	Магматический канал Ключевского вулкана сохраняет свои размеры и направление: магма продолжает равномерно выжиматься вверх (возможно расслоение системы с накоплением менее плотной высокоглиноземистой базальтовой магмы в верхней части, масштабы фракционирования незначительны, декомпрессионный сброс части растворенной воды)	~7 ↓	1110 ↓	53.3 ↓	5.2 ↓	18.3 ↓	~3 ↓	Fo79 ↓	+	+	+	+
20–10	Канал вулкана Безымянный изменяет свою морфологию и превращается в промежуточный магматический очаг высотой около 10 км и диаметром в наиболее широкой части ~ 6–7 км: аккумуляция высокоглиноземистого базальтового расплава сопровождается накоплением воды и его кристаллизацией в близких к водонасыщенным условиям; выделение магнетит- и амфиболсодержащих ассоциаций минералов приводит к образованию андезитовых и дацитовых магм	~7 ↓ 3–5	1110 ↓ ???	53.3 ↓ ???	5.2 ↓ ??	18.3 ↓ ???	~3 ↓ ??	Fo79 ↓ ??	+	+	+	+
<10	Вершинные кратеры вулканов											
10–...	Питающие каналы вулканов имеют диаметр менее 1 км: основная разгрузка обоих вулканов происходит через вершинные кратеры. По каналу Ключевского вулкана происходит подъем преимущественно высокоглиноземистой базальтовой магмы, которая смешивается с расположенными выше дифференциатами, теряет воду и при кристаллизации приобретает плагиоклаз-порфиновый облик (вязкость магмы не велика, но за счет декомпрессионного сброса воды возрастает степень ее кристалличности). По каналу вулкана Безымянный неравномерно, с паузами и остановками, поступает более вязкая андезитовая магма. Также отмечается сброс воды и образование многочисленных вкрапленников плагиоклаза. Наиболее низкотемпературные дифференциаты по составу приближаются к дацитам и содержат вкрапленники роговой обманки. Вследствие избыточного давления магмы от магмоводов обоих вулканов происходит ответвление даек, которые при достижении поверхности проявляются на склонах Ключевского вулкана в виде побочных прорывов, а на вулкане Безымянный – в виде экструзивных куполов.											

“исходной магме”, “едином генетическом ряде”, “петрохимической серии”, “показателе фракционирования” и т.д. мы отнюдь не предполагаем, что породы вулканов Ключевской и Безымянный имеют источником одну и ту же магму. Использование этой терминологии подразумевает, что на протяжении длительного геологического времени в мантийной очаговой зоне, располагающейся под вулканами Ключевской и Безымянный, генерировались высокомагнезиальные расплавы весьма устойчивого состава, которые на ранней стадии эволюции испытывали однотипные процессы фракционирования, а дифференциаты этих расплавов наследовали геохимические признаки единого источника.

Изотопные отношения Pb, Nd и Sr

При решении проблемы генетического родства важное значение имеют изотопные данные. Для базальтов Ключевского вулкана начало систематическим исследованиям в этом направлении положила работа (Kersting, Arculus, 1995); для андезитов вулкана Безымянный таких данных не известно.

Керстинг и Аркулус получили первые данные по изотопному составу свинца в ключевских базальтах и, проанализировав полученные соотношения $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ – $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ и $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ – $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, пришли к выводу, что лавы Ключевского вулкана представляют изотопно однородный материал, близкий по геохимическим параметрам MORB Тихого океана (Kersting, Arculus, 1995). При этом они не обнаружили никаких признаков, указывающих на возможное поступление в зоны магмогенерации материала, идентичного осадкам северной части Тихого океана. Другой важный вывод, вытекающий из анализа изотопных отношений свинца, состоит в том, что магнезиальные и глиноземистые базальты Ключевского вулкана представляют действительно единую генетическую серию, имеющую один и тот же источник.

В пользу этого вывода свидетельствуют также данные по изотопным отношениям Nd и Sr (Kersting, Arculus, 1995). Так, для Nd был установлен довольно узкий диапазон значений ϵ_{Nd} , от +8.1 до +9.3, перекрывающий поле составов тихоокеанских MORB (табл. 4). В то же время изотопные отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (0.70354–0.70369) характеризуются несколько увеличенными значениями – на диаграмме $\epsilon_{\text{Nd}} - \epsilon_{\text{Sr}}$ (рис. 7) поле базальтов Ключевского вулкана несколько смещено вправо по отношению к главному мантийному тренду (Фор, 1989). Эта особенность камчатских пород неоднократно обсуждалась в литературе (Kersting, Arculus, 1995; Tatsumi et al., 1995; Волюнец и др., 1996).

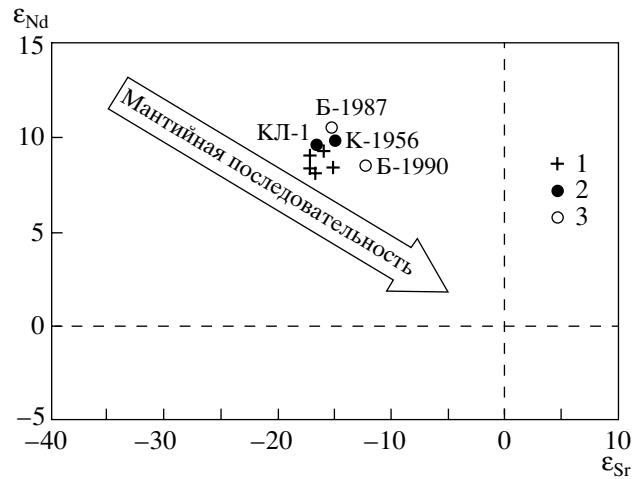


Рис. 7. Изотопные соотношения Nd и Sr в лавах вулканов Ключевской и Безымянный (табл. 4). 1 – (Kersting, Arculus, 1995), 2 – высокоглиноземистые базальты Ключевского вулкана, 3 – андезиты Безымянного вулкана.

В контексте данной работы были проведены масс-спектрометрические измерения изотопных отношений Nd и Sr в двух образцах высокоглиноземистых базальтов Ключевского вулкана (обр. КЛ-1 и К-1956) и двух андезитах вулкана Безымянный (обр. Б-1987 и Б-1990). Химическая обработка проб, выделение Nd для масс-спектрометрических измерений и сами измерения изотопного состава проведены в Институте геохимии и аналитической химии РАН на модифицированном спектрометре TSN 206SA с трехленточным источником ионов (Карпенко и др., 1984). Измеренные изотопные отношения нормализованы по $^{150}\text{Nd}/^{142}\text{Nd} = 0.209627$, при этом величина отношения $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ в CHUR принимается равной 0.511847 (Wasserburg et al., 1981).

Полученные данные приведены в табл. 4 и на рис. 7. Они показывают, что несмотря на некоторые методические отличия (см. подписи к табл. 4) и с учетом аналитических неопределенностей порядка ± 1 для ϵ_{Nd} и ± 2 для ϵ_{Sr} в координатах $\epsilon_{\text{Nd}} - \epsilon_{\text{Sr}}$ изотопные составы ключевских базальтов и андезиты вулкана Безымянный образуют достаточно компактное поле (рис. 7). Это можно интерпретировать как еще одно доказательство генетического родства эффузивных пород, извергавшихся в пределах двух различных вулканических центров. Некоторое увеличение отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ для андезитов вулкана Безымянный (обр. Б-1990) можно объяснить дополнительным поступлением Sr в магматическую систему вследствие частичной ассимиляции коровых пород (вещества стенок подводного канала). Нам представляется, однако, что этот эффект не

столь значителен, чтобы отвергнуть гипотезу единого магматического источника для эффузивных пород вулканов Ключевской и Безымянный. Несомненно, что здесь необходимы новые, более систематические исследования изотопного состава этих вулканических пород.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

На основе анализа геологических, геофизических и петролого-геохимических данных о строении и особенностях магматизма вулканов Ключевской и Безымянный предлагается обобщенная модель глубинной эволюции и питания этих вулканических центров (рис. 2, табл. 5). Эта петрологическая схема предполагает выделение 3-х главных уровней глубинности, отвечающих различным режимам эволюции магматизма.

(1) Согласно этой схеме, в интервале глубин 150–30 км развитие магмогенерирующей системы вулканов Ключевской и Безымянный происходит по единому механизму из единого мантийного источника. На глубинах 150–60 км эти магмообразующие процессы включают выплавление первичных высокомагнезиальных расплавов в присутствии небольших количеств воды и их последующее фракционирование в декомпрессионном режиме при движении вверх по главному каналу. На глубинах 40–30 км от этой магматической колонны ответвляется боковой канал, по которому часть менее магнезиальных дифференциатов (базальтовых расплавов, табл. 5) движется в сторону вулкана Безымянный.

(2) В интервале глубин ~30–20 км подъем магмы происходит по двум обособленным каналам, расходящимся под небольшим углом. На этих глубинах продолжается декомпрессионное фракционирование, главным образом за счет выделения оливина и клинопироксена. Этот процесс сопровождается накоплением в расплавах воды, что приводит к задержке кристаллизации плагиоклаза и образованию обогащенных Al_2O_3 дифференциатов (табл. 1 и 5).

На глубинах менее 20 км в подводящем канале Ключевского вулкана аккумулируются конечные продукты дифференциации – высокоглиноземистые магмы. Из-за отсутствия крупного магматического очага масштабы их фракционирования незначительны: в основном здесь происходит потеря летучих и возрастает степень кристалличности магматического материала. Канал вулкана Безымянный на глубинах 20–10 км меняет свою морфологию и превращается в обширный, протяженный магматический очаг. Здесь протекают процессы изобарического фракционирования высокоглиноземистой базальтовой магмы в близких к водонасыщенным условиям: результа-

том этого процесса является образование андезитовых и дацитовых расплавов.

(3) На глубинах менее 10 км питающие каналы имеют диаметр до 1 км, и основная разгрузка вулканов происходит через вершинные кратеры. Вследствие избыточного давления магмы от магмоводов обоих вулканов происходит ответвление даек, которые при достижении поверхности проявляются на склонах Ключевского вулкана как побочные прорывы магнезиальных и глиноземистых базальтов, а на вулкане Безымянный – в виде андезитовых экструзивных куполов.

Таким образом, эволюция магм в системах вулканов Ключевской и Безымянный происходит в существенно различных геодинамических и термодинамических условиях, что приводит к образованию двух “укороченных” магматических серий: существенно базальтовой (Ключевской) и андезит-базальт-дацитовой (Безымянный), которые формируются путем кристаллизационного фракционирования при подчиненной роли других петрогенетических процессов. Согласно этой концепции, обе вулканические серии представляют единый генетический ряд, своего рода геохимическую систему, имеющую источником перидотитовое вещество верхней мантии и включающую в качестве производных полный спектр вулканитов – от основных до кислых дифференциатов.

Дальнейшие исследования по совершенствованию предложенной петролого-геохимической модели должны быть направлены на выяснение относительной роли кристаллизации магнетита и амфибола в формировании известково-щелочного тренда системы Ключевской–Безымянный. Решение этой проблемы мы видим на пути построения численной модели фракционирования базальтовых магм в присутствии воды с учетом кристаллизации магнетит- и амфиболсодержащих минеральных ассоциаций (Альмеев, Арискин, 1996). Чрезвычайно важным представляется также изучение трендов эволюции минералов в эффузивах вулкана Безымянный на основе микронзондового изучения породообразующих минералов и кристаллических включений. Необходимы новые систематические исследования изотопного состава вулканитов в системе вулканов Ключевской и Безымянный.

Благодарности. Авторы выражают признательность Г.И. Аносову (Институт вулканологии ДВО РАН) за ряд полезных замечаний по содержанию статьи и Р.Р. Альмееву (МГУ) за помощь в подготовке графических материалов.

Работа поддержана грантами РФФИ (N 96-05-64231, 97-05-64541) и Министерства науки РФ (проект “Петрология и геохимия островодужного магматизма Курило-Камчатского региона”). Аналитические исследования выполнены в

рамках проекта Национального Научного фонда США (грант EAR-9117815).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Алидибиров М.А., Богоявленская Г.Е., Кирсанов И.Т. и др.* Извержение вулкана Безымянного в 1985 г. // Вулканология и сейсмология. 1988. № 6. С. 3–17.
- Альмеев Р.Р., Арискин А.А.* ЭВМ-моделирование расплавно-минеральных равновесий в водосодержащей базальтовой системе // Геохимия. 1996. № 7. С. 624–636.
- Аносов Г.И., Биккенина С.К., Попов А.А. и др.* Глубинное сейсмическое зондирование Камчатки. М.: Наука, 1978. 130 с.
- Арискин А.А., Бармина Г.С., Озеров А.Ю., Нильсен Р.Л.* Генезис высокоглиноземистых базальтов Ключевского вулкана // Петрология. 1995. Т. 3. № 5. С. 496–521.
- Бабанский А.Д., Рябчиков И.Д., Богатииков О.А.* Эволюция щелочно-земельных магм. М.: Наука, 1983. 96 с.
- Балеста С.Т.* Методика “просвечивания” глубинных частей вулканических аппаратов сейсмическими волнами // Вулканизм и глубины Земли. М.: Наука, 1971. С. 98–101.
- Балеста С.Т.* Земная кора и магматические очаги областей современного вулканизма. М.: Наука, 1981. 134 с.
- Балеста С.Т., Гонтовая Л.И., Каргапольцев А.А. и др.* Результаты сейсмических исследований земной коры в районе Ключевского вулкана // Вулканология и сейсмология. 1991. № 3. С. 3–18.
- Белоусов А.Б., Белоусова М.Г., Жданова Е.Ю.* Деятельность вулканов Северной группы (Камчатка) в 1990–1992 гг. // Вулканология и сейсмология. 1996. № 2. С. 25–33.
- Богатииков О.А., Цветков А.А.* Магматическая эволюция островных дуг. М.: Наука, 1988. 249 с.
- Богоявленская Г.Е., Брайцева О.А., Мелекесцев И.В., Максимов А.П., Иванов Б.В.* Вулкан Безымянный // Действующие вулканы Камчатки. М.: Наука, 1991. Т. 1. С. 168–194.
- Богоявленская Г.Е., Кирсанов И.Т.* Двадцать пять лет вулканической активности вулкана Безымянный // Вулканология и сейсмология. 1981. № 2. С. 3–13.
- Брайцева О.К., Мелекесцев И.В., Пономарева В.В. и др.* Возраст действующих вулканов Курило-Камчатского региона // Вулканология и сейсмология. 1994. № 4–5. С. 5–32.
- Владавец В.И.* Ключевская группа вулканов // Тр. Камчатской вулканологической станции. 1940. № 1. 124 с.
- Вольнец О.Н., Карпенко С.Ф., Колосков А.В. и др.* Первые данные об изотопном составе неодима в позд-некайнозойских К-На щелочных базальтах Камчатки // Докл. РАН (Геохимия). 1996. Т. 350. № 2. С. 239–241.
- Глубинное строение, сейсмичность и современная деятельность Ключевской группы вулканов / Под ред. Б.В. Иванова, С.Т. Балесты. Владивосток, 1976. 143 с.
- Горшков Г.С.* О глубине залегания магматического очага Ключевского вулкана // ДАН СССР. 1956. Т. 106. № 4. С. 703–705.
- Горшков Г.С., Богоявленская Г.Е.* Вулкан Безымянный и особенность его последнего извержения в 1955–1963 гг. М.: Наука, 1965. 172 с.
- Действующие вулканы Камчатки / Под ред. С.А. Федотова и Ю.П. Масуренкова. М.: Наука, 1991. Т. 1. 301 с.
- Ермаков В.А.* Формационное расчленение четвертичных вулканических пород. М.: Недра, 1977. 223 с.
- Жаринов Н.А., Горельчик В.И., Белоусов А.Б. и др.* Извержения и сейсмический режим Северной группы вулканов в 1986–1987 гг. // Вулканология и сейсмология. 1990. № 3. С. 3–20.
- Жаринов Н.А., Горельчик В.И., Жданова Е.Ю. и др.* Извержения Северной группы вулканов в 1988–1989 гг., сейсмологические и геодезические данные // Вулканология и сейсмология. 1991. № 6. С. 3–33.
- Иванов Б.В.* Некоторые особенности вулканизма Ключевской группы вулканов в связи с ее глубинным строением // Глубинное строение, сейсмичность и современная деятельность Ключевской группы вулканов. Владивосток, 1976. С. 7–16.
- Иванов Б.В.* Типы андезитового вулканизма Тихоокеанского подвижного пояса. М.: Наука, 1990. 136 с.
- Кадик А.А., Максимов А.П., Иванов Б.В.* Физико-химические условия кристаллизации и генезис андезитов. М.: Наука, 1986. 158 с.
- Кадик А.А., Розенхауэр М., Луканин О.А.* Экспериментальное исследование влияния давления на кристаллизацию магнезиальных и глиноземистых базальтов Камчатки // Геохимия. 1989. № 12. С. 1748–1762.
- Кадик А.А., Луканин О.А., Лапин И.В.* Физико-химические условия эволюции базальтовых магм в приповерхностных очагах. М.: Наука, 1990. 346 с.
- Карпенко С.Ф., Шараськин А.Я., Балашов Ю.А.* Изотопные и геохимические критерии происхождения бонинитов // Геохимия. 1984. № 7. С. 958–970.
- Макдональд Г.А.* Вулканы. М.: Мир, 1975. 431 с.
- Набоко С.И.* Извержение Билуокя – побочного кратера Ключевского вулкана в 1938 гг. // Тр. Лаборатории вулканологии и Камчатской вулканологической станции. 1947. № 5. 134 с.
- Озеров А.Ю.* Динамика извержений и петрохимические особенности глиноземистых базальтов Ключевского вулкана: дисс. канд. геол.-мин. наук. М.: Ин-т литосферы, 1993. 229 с.
- Озеров А.Ю., Арискин А.А., Бармина Г.С.* К проблеме генетических взаимоотношений высокоглиноземистых и высокомагнезиальных базальтов Ключевского вулкана (Камчатка) // Докл. РАН (Геохимия). 1996а. Т. 350. № 1. С. 104–107.
- Озеров А.Ю., Демянчук Ю.В., Сторчеус А.В., Карпов Г.А.* Извержение вулкана Безымянный 6–8 октября 1995 г. // Вулканология и сейсмология. 1996б. № 3. С. 107–110.
- Озеров А.Ю., Карпов Г.А., Дроздин В.А. и др.* Динамика извержения Ключевского вулкана 7 сентября–2 октября 1994 г. (Камчатка) // Вулканология и сейсмология. 1996в. № 5. С. 3–16.

- Озеров А.Ю., Хубуная С.А. Химизм оливинов и пироксенов как показатель генетической связи глиноземистых и магнезиальных базальтов Ключевского вулкана // Постэруптивное минералообразование на активных вулканах Камчатки. Владивосток, 1992. Ч. 2. С. 37–61.
- Пийп Б.И. Ключевская сопка и ее извержения в 1944–1945 гг. и прошлом // Тр. Лаборатории вулканологии. 1956. № 11. 310 с.
- Раст Х. Вулканы и вулканизм. М.: Мир, 1982. 344 с.
- Ритман А. Вулканы и их деятельность. М.: Мир, 1964. 437 с.
- Тимербаева К.М. Петрология Ключевских вулканов на Камчатке. М.: Наука, 1967. 208 с.
- Федотов С.А. О подъеме основных магм в земной коре и механизме трещинных базальтовых извержений // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1976. № 10. С. 5–23.
- Федотов С.А. О входных температурах магмы, образовании, размерах и эволюции магматических очагов вулканов // Вулканология и сейсмология. 1980. № 4. С. 3–29.
- Федотов С.А. Магматическая питающая система и механизм деятельности Ключевского вулкана // Вулканология и сейсмология. 1993. № 3. С. 23–45.
- Федотов С.А., Хренов А.П., Жаринов Н.А. Ключевской вулкан, его деятельность в 1932–1986 гг. и возможное развитие // Вулканология и сейсмология. 1987. № 4. С. 3–16.
- Федотов С.А., Жаринов Н.А., Горельчик В.И. Деформация и землетрясения Ключевского вулкана, модель его деятельности // Вулканология и сейсмология. 1988. № 2. С. 3–42.
- Федотов С.А., Фарберов А.И. Об экранировании поперечных сейсмических волн и магматическом очаге в верхней мантии в районе Авачинской группы вулканов // Вулканизм и глубинное строение Земли. М.: Наука, 1966. Т. 3. С. 43–48.
- Фирстов П.П., Широков В.А. Локация корней вулканов Ключевской группы по сейсмологическим данным // Вулканизм и глубины Земли. М.: Наука, 1971. С. 113–117.
- Фор Г. Основы изотопной геологии. М.: Мир, 1989. 590 с.
- Фролова Т.И., Бурикова И.А., Гуцин А.В. и др. Происхождение вулканических серий островных дуг. М.: Недра, 1985. 275 с.
- Хренов А.П., Антипин В.С., Чувашова Л.А., Смирнова Е.В. Петрохимические и геохимические особенности базальтов Ключевского вулкана // Вулканология и сейсмология. 1989. № 3. С. 3–15.
- Хренов А.П., Двигало В.Н., Кирсанова И.Т. и др. Вулкан Ключевской // Действующие вулканы Камчатки. М.: Наука, 1991. Т.1. С. 106–145.
- Хубуная С.А., Богоявленский С.О., Новгородцева Т.Ю., Округина А.И. Минералогические особенности магнезиальных базальтов как отражение фракционирования в магматической камере Ключевского вулкана // Вулканология и сейсмология. 1993. № 3. С. 46–68.
- Ariskin A.A., Frenkel M.Ya., Barmina G.S., Nielsen R.L. COMAGMAT: a Fortran program to model magma differentiation processes // Computers Geosciences. 1993. V. 19. P. 1155–1170.
- Draper D.S., Johnston A.D. Anhydrous P-T phase relations of an Aleutian high-MgO basalt: an investigation of the role of olivine-liquid reaction in the generation of arc high-alumina basalts // Contrib. Mineral. Petrol. 1992. V. 112. P. 501–519.
- Green T.H. Experimental studies of trace-element partitioning applicable to igneous petrogenesis – Sedona 16 years later // Chem. Geol. 1994. V. 117. P. 1–36.
- Grove T.L., Baker M.B. Phase equilibrium controls on the tholeiitic versus calc-alkaline differentiation trends // J. Geophys. Res. 1984. V. 89. N B5. P. 3253–3274.
- Grove T.L., Kinzler R.J. Petrogenesis of andesites // Annu. Rev. Earth Planet. Sci. 1986. V. 14. P. 417–454.
- Grove T.L., Gerlach D.C., Sando T.W. Origin of calc-alkaline series lavas at Medicine Lake volcano by fractionation, assimilation and mixing // Contrib. Mineral. Petrol. 1982. V. 80. P. 160–182.
- Gust D.A., Perfit M.R. Phase relations on a high Mg basalt from the Aleutian Island Arc: implications for primary island arc basalts and high-Al basalts // Contrib. Mineral. Petrol. 1987. V. 97. P. 7–18.
- Hallet R.B., Kyle P.R. XRF and INAA determination of major and trace elements in Geological Survey of Japan Igneous and sedimentary rocks standards // Geostandards Newsletter. 1993. V. 17. P. 127–133.
- Irvine T.N., Baragar W.R. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks // Can. J. Earth Sci. 1971. V. 8. P. 523–547.
- Kay S.M., Kay R.W. Aleutian tholeiitic and calc-alkaline magma series. I: the mafic phenocrysts // Contrib. Mineral. Petrol. 1985. V. 90. P. 276–296.
- Kersting A.B., Arculus R.J. Klyuchevskoy volcano, Kamchatka, Russia: the role of high-flux recharge, tapped, and fractionated magma chamber(s) in the genesis of high-Al₂O₃ from high-MgO basalt // J. Petrol. 1994. V. 35. P. 1–41.
- Kersting A.B., Arculus R.J. Pb isotope composition of Klyuchevskoy volcano, Kamchatka and North Pacific sediments: implications for magma genesis and crustal recycling in the Kamchatkan arc // Earth Planet. Sci. Lett. 1995. V. 136. P. 133–148.
- Kuno H. High-alumina basalt // J. Petrol. 1960. V. 1. P. 121–145.
- Miyashiro A. Volcanic rock series in island arcs and active continental margins // Amer. J. Sci. 1974. V. 274. P. 321–355.
- Nye C.J., Reid M.R. Geochemistry of primary and least fractionated lavas from Okmok volcano, central Aleutians: implications for arc magma genesis // J. Geophys. Res. 1986. V. 91. P. 10271–10287.
- Osborn E.F. Role of oxygen pressure in the crystallization and differentiation of basaltic magma // Amer. J. Sci. 1959. V. 257. P. 609–647.
- Perfit M.R., Gust D.A., Bence A.E. et al. Chemical characteristics of island-arc basalts: implications for mantle sources // Chem. Geol. 1980. V. 30. P. 227–256.
- Sisson T.W., Grove T.L. Experimental investigations of the role of H₂O in calc-alkaline differentiation and subduction

- zone magmatism // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1993. V. 13. P. 167–184.
- Tatsumi Y., Kogiso T., Nohda S.* Formation of a third chain in Kamchatka: generation of unusual subduction-related magmas // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1995. V. 120. P. 117–128.
- Utnasin V.K., Abdurakhmanov A.L., Anosov G.I. et al.* Types of magma foci of island arc volcanoes and their study by the method of deep seismic sounding of Kamchatka // *Volcanoes and Tectonosphere.* Tokai University Press. 1976. P. 123–137.
- Wasserburg G.J., Jacobsen S.B., DePaolo D.J. et al.* Precise determination of Sm/Nd ratios, Sm and Nd isotopic abundances in standard solutions // *Geochem. Cosmochim. Acta.* 1981. V. 45. P. 2311–2323.
- Yoder H.S., Tilley C.E.* Origin of basalt magmas: an experimental study of natural and synthetic rock systems // *J. Petrol.* 1962. V. 3. P. 342–352.