

Научные статьи

УДК 552.313:550.4

ГЕОХИМИЯ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ПОРОД СРЕДИННОГО ХРЕБТА КАМЧАТКИ

©2005 А. О. Волынец<sup>1,2</sup>, Т. Г. Чурикова<sup>1</sup>, Г. Вёрнер<sup>2</sup>

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

<sup>2</sup> GWZ, Georg-August Universität Göttingen, Goldschmidtstrasse 1, Göttingen 37077, Germany;

Адрес для переписки: 683006, Петропавловск-Камчатский, бульвар Пушкина 9. E-mail: volynetka@pisem.net

Изучены содержания главных петрогенных и микроэлементов плейстоцен-голоценовых вулканических пород Срединного хребта Камчатки, опробованных вдоль Ю-В – С-З профиля от Ичинского вулкана на юге до вулкана Теклетунуп на севере, общей протяженностью более 200 км. В южной трети профиль представляет собой тыловую часть островодужной системы Камчатки. В районе вулкана Алней он пересекает трехплитное сочленение Курило-Камчатской и Алеутской островных дуг, а в самой северной части выходит на ~100 км за пределы современной зоны субдукции. Тем не менее, все породы изученных вулканических центров имеют близкие геохимические параметры и относятся к известково-щелочной умеренно- и высококалиевой сериям, характеризуюсь островодужным типом распределения микроэлементов (Nb и Ta минимумы, повышенные содержания Cs, Rb, Ba, Th, U, K, Sr, Pb). Наблюдаемые вариации в содержании макро- и микроэлементов могут быть описаны в рамках модели трехкомпонентного смешения между обедненным мантийным источником N-MORB-типа, обогащенным мантийным источником OIB-типа и флюидом, отделяющимся от субдуцируемой плиты. Следы частичного плавления субдуцируемой плиты (т.н. «адакитовый компонент») обнаружены в породах юго-западного подножия массива Алней-Чашаконджа.

ВВЕДЕНИЕ

Исключительно высокая магмопродуктивность Курило-Камчатской островной дуги (ККОД), множество молодых и в т.ч. исторических извержений, обилие неизменных пород, весьма высокая доля магм основного состава, в малой степени контаминированных осадочным материалом (Kersting, Arculus, 1995; Цветков и др., 1989) – все это позволяет изучать магматические системы практически в первозданном виде и является причиной повышенного интереса российских и зарубежных ученых к этому региону. Кроме того, ККОД и, в частности, ее Камчатский сегмент представляются одной из наиболее сложнопостроенных островодужных систем (Tatsumi et al., 1995; Davaille, Lees, 2004 и др.).

В последнее время было опубликовано большое количество работ по петрологии, геохимии, тектонике и сейсмологии Камчатки (Авдейко и

др., 2002; Волынец и др., 1999; Перепелов, 2004, 2005; Трубицын и др., 1998; Churikova et al., 2001; Gordeev et al., 2001; Park et al., 2001; Portnyagin et al., 2005 и др.). Основное внимание в этих работах уделено сравнительному изучению некоторых долгоживущих вулканических центров. Вместе с тем, широко развитые на Камчатке проявления моногенного вулканизма (шлаковые конуса, лавовые поля и отдельные лавовые потоки) изучены в значительно меньшей степени (Важеевская, 1972, 1979; Таракановский, 1979; Шеймович, 1982 и др.). Моногенный тип вулканизма характеризуется одноактными извержениями; при этом расплавы быстро достигают земной поверхности, почти не подвергаясь процессам фракционирования и контаминации. Как следствие, формируются вулканические породы, состав которых максимально приближен к составу исходного расплава. Поэтому изучение геохимического состава продуктов моногенного вулканизма в гео-

динамически различных участках камчатского сектора ККОД представляется авторам одной из наиболее важных проблем островодужного маэобразования.

Срединный хребет Камчатки является одним из наименее изученных районов ККОД. Несмотря на постулируемую геологическую стабильность северной части хребта (Авдейко и др., 2002; Трубицын и др., 1998; Davaille, Lees, 2004), в течение последних лет здесь был изучен и продатирован целый ряд совсем молодых (голоценовых) моногенных центров (Певзнер, 2004; Dirksen et al., 2004). В ряде работ по геохимии и геодинамике (Авдейко и др., 2002; Переделов 2004, 2005 и др., Churikova et al., 2001; Tatsumi et al., 1995; Volynets, 1994) была показана невозможность однозначной интерпретации проявления голоценового вулканизма в Срединном хребте Камчатки. Целью нашей работы было, во-первых, изучение геохимических особенностей продуктов моногенного вулканизма Срединного хребта Камчатки и, во-вторых, попытка интерпретации полученных данных в связи с проблемой выявления источника магмогенерации  $Q_3^3$ - $Q_4$  вулканических образований.

#### ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ ИЗУЧАЕМЫХ ОБЪЕКТОВ

Принципиальная схема тектонического районирования Камчатки показана на врезке к рис. 1. В настоящее время Тихоокеанская плита погружается под Охотоморский блок Евразийской плиты со скоростью  $\sim 9$  см/год (Geist, Scholl, 1994). Берингийская часть Северо-Американской плиты, расположенная к северу от Алеутского глубоководного желоба, рассматривается как стабильная, начиная с миоцена (Трубицын и др., 1998; Baranov et al., 1991). СХ удален от современного глубоководного желоба приблизительно на 400 км, при этом самая северная часть хребта более чем на 200 км выходит за пределы Берингийского трансформного разлома, маркирующего северную границу Тихоокеанской плиты. Голоценовая вулканическая активность в СХ, а точнее в его центральной части, была совсем недавно доказана для двух стратовулканов: Хангар (Базанова, Певзнер, 2001) и Ичинский (Певзнер, 2000; Pevzner et al., 2002). Более того, последними работами было показано, что для северной части СХ характерно широкое распространение основных пород, связанных с проявлениями позднечетвертичного моногенного вулканизма. Это и обширные поля базальтов позднеплейстоцен-голоценового возраста в Седанкинском районе (Dirksen et al., 2004), и моногенные лавовые потоки Киреунский и реки Лево́й Белой на склонах вулканического массива Алней-Чашаконджа с возрастом 2600  $^{14}C$  лет (Pevzner, 2004), и Озерновский лавовый поток с

возрастом около 9000  $^{14}C$  лет (Pevzner et al., 2002). Таким образом, наличие голоценовых пород в северной части СХ заставляет вернуться к вопросу геодинамической ситуации в этой части Камчатки в целом.

Для проведения геохимических исследований нами были опробованы моногенные вулканические центры и стратовулканы преимущественно позднеплейстоцен-голоценового возраста (Огородов, 1972; Певзнер, 2004), а также их более древние ( $Q_1^?$ ) плато-основания по профилю протяженностью более 200 км от Ичинского вулкана на юге до Озерновского района на севере (рис. 1). При этом особое внимание уделялось опробованию наиболее молодых объектов, возраст которых был установлен при тефрохронологическом и радиоуглеродном датировании (Dirksen et al., 2004; Pevzner et al., 2002; Певзнер, 2000; Певзнер, 2004).

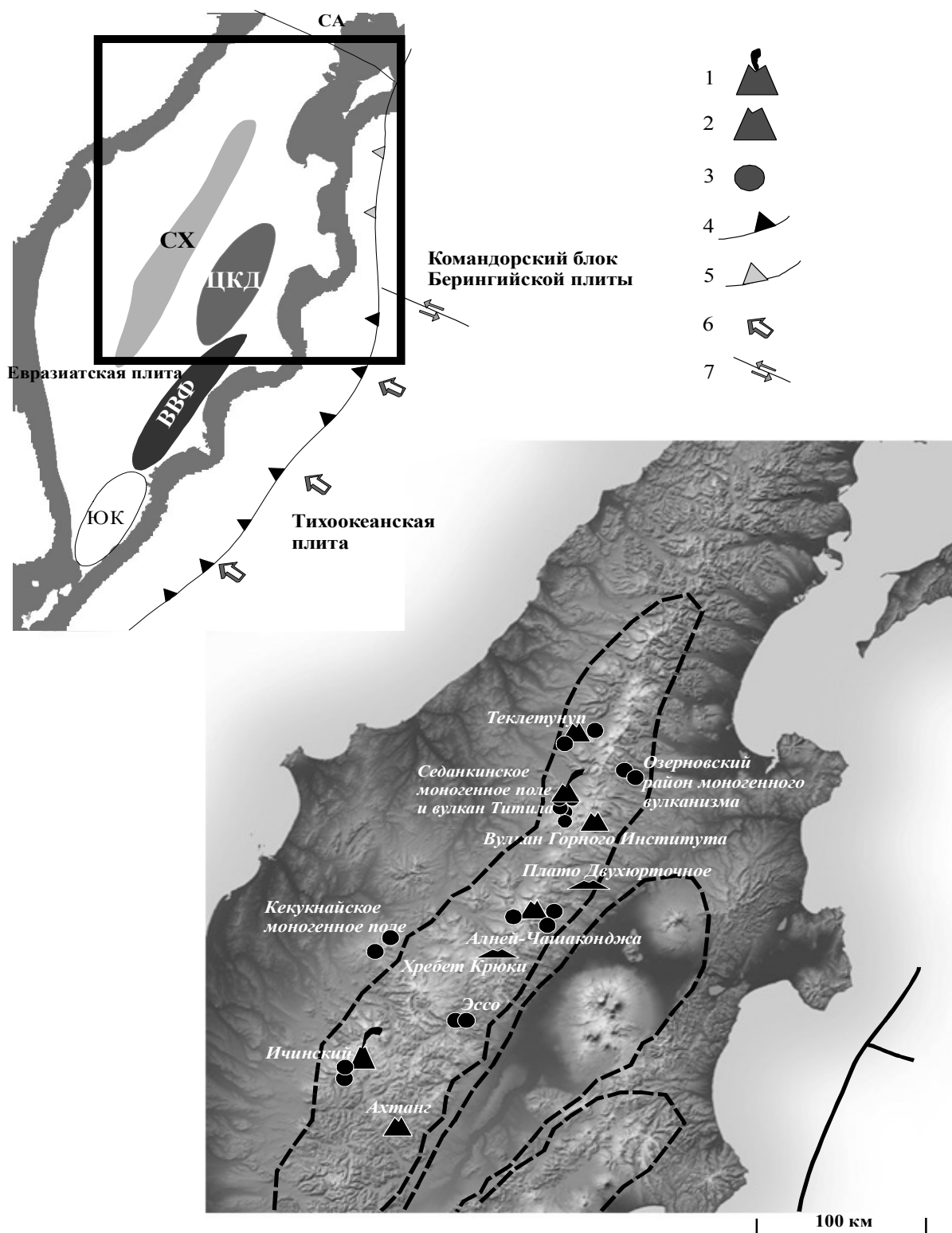
#### ОПИСАНИЕ ОБЪЕКТОВ ИССЛЕДОВАНИЯ

Расположение объектов исследования показано на рис. 1. Использованные в этой работе составы вулканических пород Ичинского вулкана и окружающего его моногенного поля, а также моногенных конусов в районе пос. Эссо и вулкана Ахтанг взяты из литературных источников (Волынец и др., 1991; Churikova et al., 2001; Volynets et al., 2004).

В районе вулканического массива Алней-Чашаконджа опробованы два голоценовых лавовых потока (Киреунский и реки Лево́й Белой), несколько плейстоценовых лавовых потоков и более древний лавовый поток, возможно являющийся частью щита-основания молодых построек. К югу от вулкана Алней были опробованы лавы хребта Крюки, а на северо-востоке – платобазальты озера Двухюрточного.

В районе горы Большой - вулкана Кекукнайского опробованы несколько лавовых потоков и шлаковых конусов хорошей сохранности, по тефрохронологическим данным и с учетом следов ледниковой обработки отнесенны к границе  $Q_3^3$ - $Q_4$  (Певзнер, 2004).

Седанкинский дол отличается наибольшим развитием моногенного вулканизма в северной части СХ. Здесь находятся несколько щитовых вулканов исландского типа (Титила, Леутонгей, Тузовская, Твитунуп, Терпук) и около 100 моногенных конусов с протяженными лавовыми потоками (Огородов, 1972). Последние извержения имели место в позднем голоцене (Dirksen et al., 2004). Нами были детально опробованы многочисленные моногенные лавовые потоки  $Q_3$ - $Q_4$  возраста, продукты серии извержений щитового вулкана Титила и более древние лавы, слагающие щит-основание Седанкинского дола.



**Рис. 1.** Схема вулcano-тектонического районирования Камчатки и расположение районов отбора проб. Границы вулканических зон по <http://kamchatka.ginras.ru/>. Границы плит по (Gordeev et al., 2001). СА – Северо-Американская плита. СХ – Срединный хребет; ЦКД – Центральная Камчатская Депрессия; ВВФ – Восточный Вулканический Фронт; ЮК – Южная Камчатка. Условные обозначения: 1 – вулканы с голоценовой активностью; 2 – вулканы с плейстоценовой активностью; 3 –  $Q_3$ - $Q_4$  моногенные лавовые поля; 4 – активная зона субдукции; 5 – неактивная зона субдукции; 6 – направление погружения Тихоокеанской плиты; 7 – трансформный разлом в зоне тройного сочленения Тихоокеанской, Берингийской и Евразийской плит.

На юго-западном склоне вулкана Горного института, расположенного в 105 км на запад от вулкана Шивелуч, была опробована серия поздне-четвертичных лавовых потоков основного состава и более кислые отложения пирокластического потока.

В верхнем течении рек Правая и Левая Озерная на восточном склоне СХ располагаются мощное плато  $Q_1$  (?) и обширное перекрывающее его  $Q_3$ - $Q_4$  поле моногенного вулканизма. Детальному опробованию подвергались как породы молодых моногенных образований, так и более древние породы плато.

Район вулкана Теклетунуп завершает профиль опробования на севере. Образцы вулканических пород  $Q_3$ - $Q_4$  (Перепелов, 2004) шлаковых конусов и вулкана Плоский были любезно предоставлены нам А.Б. Перепеловым.

## МЕТОДЫ И МЕТОДИКИ ИССЛЕДОВАНИЯ

Аналитические работы производились в Геологическом центре Геттингенского Университета им. Георга-Августа, в отделении геохимии (Германия). Содержания оксидов главных петрогенных элементов и некоторых микроэлементов (Sc, V, Cr, Co, Ni, Cu, Zn, Ga, Rb, Sr, Zr, Ba) были определены в 117 образцах рентгенофлуоресцентным методом (XRF) на стеклянных дисках, приготовленных с тетраборатом лития в пропорции 1:7. Аналитические ошибки для петрогенных компонентов – менее 1%, для микроэлементов – около 5%<sup>1</sup>.

В 72 образцах были определены содержания микроэлементов, включая РЗЭ, методом масс-спектрометрии (ICP-MS). Пробоподготовка проводилась по следующей схеме. Сначала порошок породы (~100 мг) растворялся в 4 мл смеси HF/HNO<sub>3</sub> (1:1) в тefлоновых колбах, выпаривался. Затем осадок растворялся в 2 мл смеси HF/HClO<sub>4</sub> (1:1) и снова выпаривался. Далее осадок дважды растворялся в уменьшающемся количестве HClO<sub>4</sub> и выпаривался при температуре до 190 °С. После последнего выпаривания к осадку добавлялось 0.5 мл 6N HCl и раствор вновь выпаривался. Для измерений образцы были растворены в HNO<sub>3</sub>. Этот метод описан в (Yokoyma et al., 1999) и позволяет избежать значительных потерь высокозарядных элементов (в частности, Nb, Ta, Hf) при пробоподготовке. Для проверки качества вместе с изучаемыми пробами постоянно анализировались стандарты JA-2 и BHVO-1. Аналитическая ошибка оценивается в 10-15%, хотя для Ta величина ошибки измерения может быть выше. Для серии образцов (293/1, 820904-1, 820904-22, SR0411,

SR0424, SR0426, SR0428, SR0412, ALN0401) были проведены повторные измерения с применением различных схем пробоподготовки, однако во всех случаях были получены довольно низкие отношения Nb/Ta. В этих образцах содержания Nb, Ta, Hf и Zr были определены методом лазерной абляции на стеклянных дисках, приготовленных с тетраборатом лития в пропорции 1:3. В результате такого подхода для всех образцов, включая международный стандарт ВВ, были получены нормальные (для стандарта – рекомендованные) отношения всех высокозарядных элементов (HFSE), однако их абсолютные концентрации были примерно на треть ниже ожидаемых. Для получения реальных концентраций HFSE в этих образцах был произведен пересчет на основе концентрации Zr, известной из рентгенофлуоресцентного анализа (для концентраций Zr выше 30 ppm этот метод дает наименьшую ошибку) и отношений Zr/Nb, Zr/Hf и Nb/Ta, определенным методом лазерной абляции.

## РЕЗУЛЬТАТЫ И ИХ ОБСУЖДЕНИЕ

### *Главные петрогенные оксиды и микроэлементы.*

Среди изученных пород преобладают оливин-пироксен-плагиоклазовые базальты, андезиты и дациты присутствуют в подчиненном количестве. Главные минералы-вкрапленники – оливин и плагиоклаз. Клинопироксена во вкрапленниках обычно очень мало, часто он совсем отсутствует. Титаномагнетит и шпинель редко встречаются в виде вкрапленников, но широко развиты в основной массе. По степени кристаллизации породы варьируют в широких пределах: от почти афировых до серийно-порфировых.

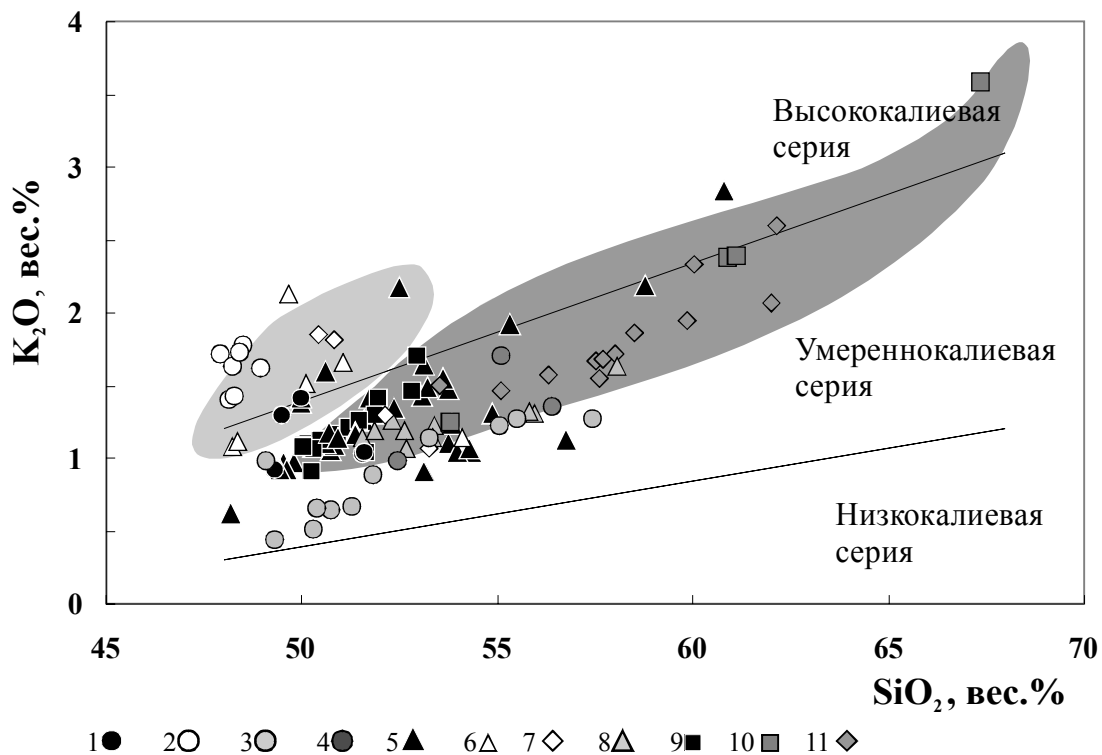
Содержания петрогенных оксидов и некоторых микроэлементов показано на рис. 2 – 5. Большинство изученных пород относится к известково-щелочной умеренно-калиевой серии, хотя часть пород Седанкинского, Кекукнайского лавового полей и плато р. Левая Озерная принадлежит к высоко-калиевой серии (рис. 2). Фигуративные точки всех проанализированных пород располагаются в пределах полей составов пород Ичинской зоны моногенного вулканизма и хорошо согласуются с ранее опубликованными данными (Бычков и др., 2003; Волынец и др., 1991, Churikova et al., 2001, Volynets et al., 2004). Исключение представляют платобазальты реклевой и Правой Озерной, которые в большинстве случаев отличаются по содержанию и главных петрогенных оксидов, и микроэлементов (рис. 3, 4, 5). Следует отметить, что породы плато реклевой Озерной и Правой Озерной, несмотря на географически близкое расположение, заметно различаются между собой по содержаниям макроэлементов.

<sup>1</sup> Полный файл данных с результатами анализов будет доступен на сайте <http://www.petrology.oupijournals.org> к середине 2006 года.

Графики распределения микроэлементов для всех изученных пород имеют типичноостроводужные признаки: это различная степень обеднения высокозарядными элементами и тяжелыми РЗЭ и обогащение крупноионными элементами и легкими РЗЭ (рис. 4). Даже в породах Озерновского района в северной части СХ, где по имеющимся представлениям субдукции в голоцене не было, признаки островодужного происхождения изученных пород весьма отчетливы. Практически все изученные породы (за исключением единичного анализа базальтов хребта Крюки) имеют концентрации тяжелых редкоземельных элементов (HREE) ниже, чем базальты срединно-океанических хребтов (N-MORB). Фактор обеднения ( $Yb_{N-MORB}/Yb_{sample}$ ) варьирует от 1.05 до 2.5. Базальты хребта Крюки, напротив, имеют концентрации HREE несколько выше, чем N-MORB (0.96). Хотя четкая Nb-Ta аномалия наблюдается во всех породах, в большинстве случаев концентрации Nb и Ta выше, чем в типичных островодужных породах вулканического фронта, что отражает различную степень обогащения мантийного источника этими элементами. В целом на всем протяжении Срединного хребта от Ичин-

ского вулкана до района вулкана Теклетунуп породы имеют сходные графики распределения микроэлементов, с близкими отношениями содержаний несовместимых элементов.

Однако встречаются и исключения. Например, в то время как все базальты Седанкинского района имеют однообразные графики распределения микроэлементов, позднеголоценовый базальт АВ0221 (лавовый поток конуса Дальний (Dirksen et al., 2004)) в существенно меньшей степени обогащен флюид-мобильными элементами (Cs, Rb, Th, U, K, Pb). Среди пород массива Алней-Чашаконджа исключение представляет лава позднеплейстоценового моногенного центра на его юго-западном подножии (обр. 293/1), отличаясь очень низкими концентрациями HREE и, вследствие этого, повышенными отношениями концентраций легких редкоземельных элементов к тяжелым (LREE/HREE). Породы Кекукнайского моногенного поля имеют наибольший разброс составов для одного района: от существенно обедненного HFSE и HREE базальта 415/1 (шлаковый конус 833 м у Большого Гольцового озера) до существенно обогащенного HFSE 406/1 (дайка в западной части долины). Эти породы также



**Рис. 2.** Классификационная диаграмма зависимости  $K_2O$  от  $SiO_2$  для пород Срединного хребта Камчатки. Светло-серое поле отвечает составам пород внутриплитного типа Ичинской зоны моногенного вулканизма, темно-серое – составам пород островодужного типа Ичинского вулкана и зоны моногенного вулканизма по (Churikova et al., 2001). Дискриминационные линии по (Le Maitre et al., 1989). Условные обозначения: 1- щитовые базальты Седанкинского дола; 2- плато р. Левая Озерная; 3 – плато р. Правая Озерная; 4 – Двухюрточное плато и базальты хребта Крюки; 5 – моногенное поле Седанкинского дола; 6 – Кекукнайское моногенное поле; 7 – Теклетунуп; 8 – моногенное поле р. Правая Озерная; 9 – вулкан Титила; 10 – вулкан Горного Института; 11 – массив Алней-Чашаконджа.

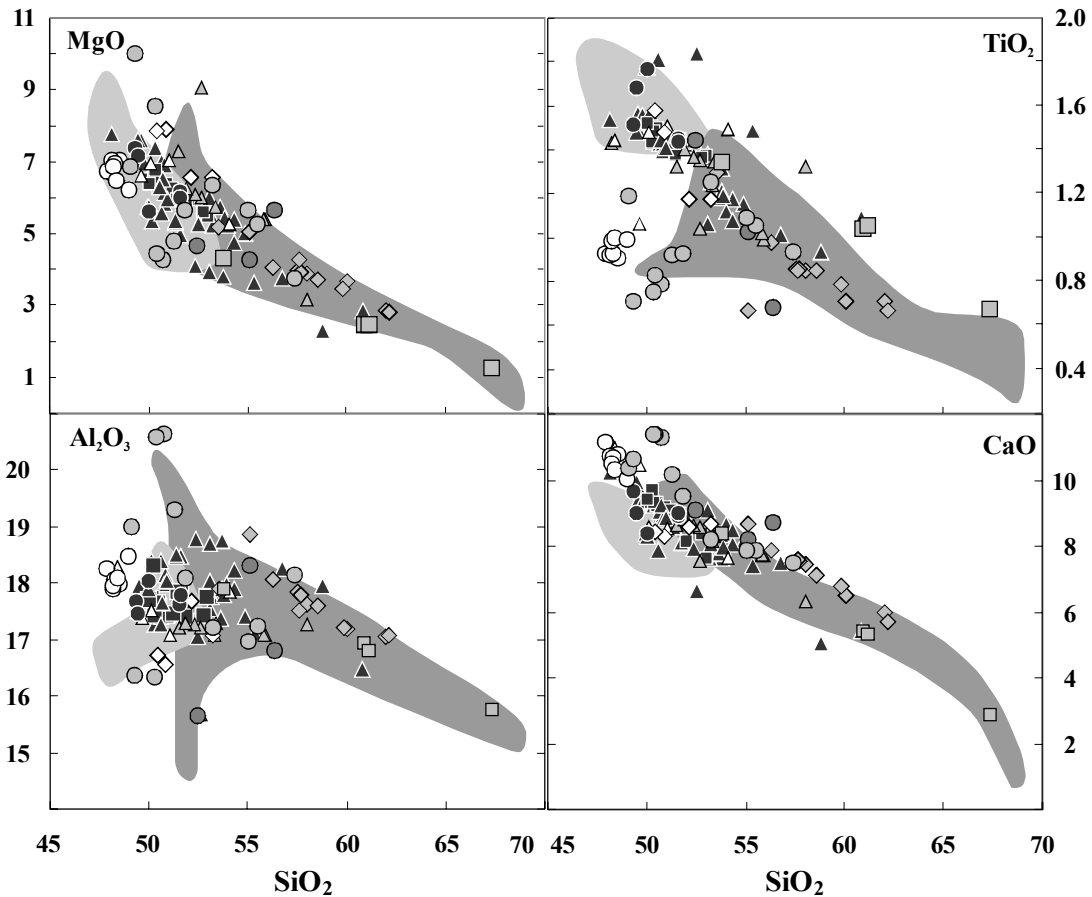


Рис. 3. Диаграммы зависимости содержаний MgO, TiO<sub>2</sub>, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, CaO от содержания SiO<sub>2</sub>. Условные обозначения как на рис. 2. Концентрации оксидов даны в весовых процентах.

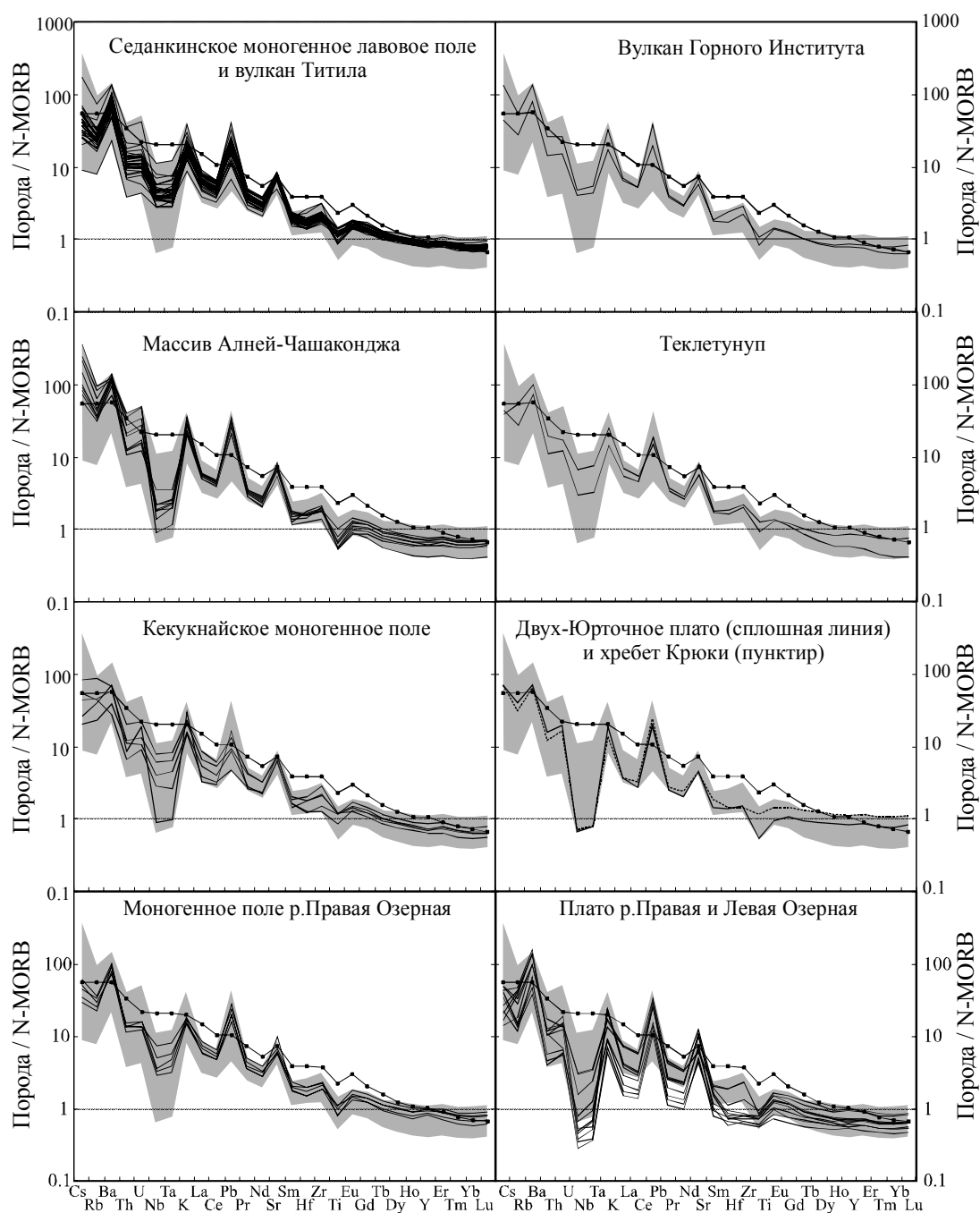
характеризуются большими вариациями отношений флюид-мобильных элементов (Cs/Rb, U/Th, Ce/Pb). Очень интересная картина наблюдается для Озерновского района. Напомним, что здесь было опробовано древнее (Q<sub>1</sub>?) стратифицированное плато и перекрывающее его молодое (Q<sub>3</sub><sup>3</sup>-Q<sub>4</sub>) моногенное лавовое поле. Оказалось, что продукты моногенных извержений имеют характер распределения микроэлементов, сходный с другими изученными породами СХ (с повышенными содержаниями высокозарядных элементов), а плато-базальты Озерновского района четко делятся на две группы. Первая группа геохимически сходна с моногенными базальтами. Вторая группа имеет совершенно иной характер распределения микроэлементов и резко отличается от всех остальных пород СХ. Породы этой группы существенно обеднены высокозарядными и редкоземельным элементом, тогда как флюид-мобильные элементы (такие как Ba, Pb, Sr) дают на графиках ярко выраженные максимумы. Базальты Левого Озерного имеют наибольшее (в 80 раз выше!) отношение Ba/Nb среди всех изученных пород (рис. 5), что объясняется повышенным содержанием бария в породе и пониженным – ниобия. Отношение La/Yb в этих породах варьирует от 2.5 до 6, тогда как во всех

остальных изученных моногенных базальтах СХ оно не опускается ниже 7.5. В одном образце (SR0412) установлены промежуточные между двумя группами концентрации высокозарядных элементов, при том, что содержания легких и средних редких земель в нем идентичны таковым в моногенных базальтах.

#### ИНТЕРПРЕТАЦИЯ

*Возможные источники, вовлеченные в генерацию магм в Срединном хребте.*

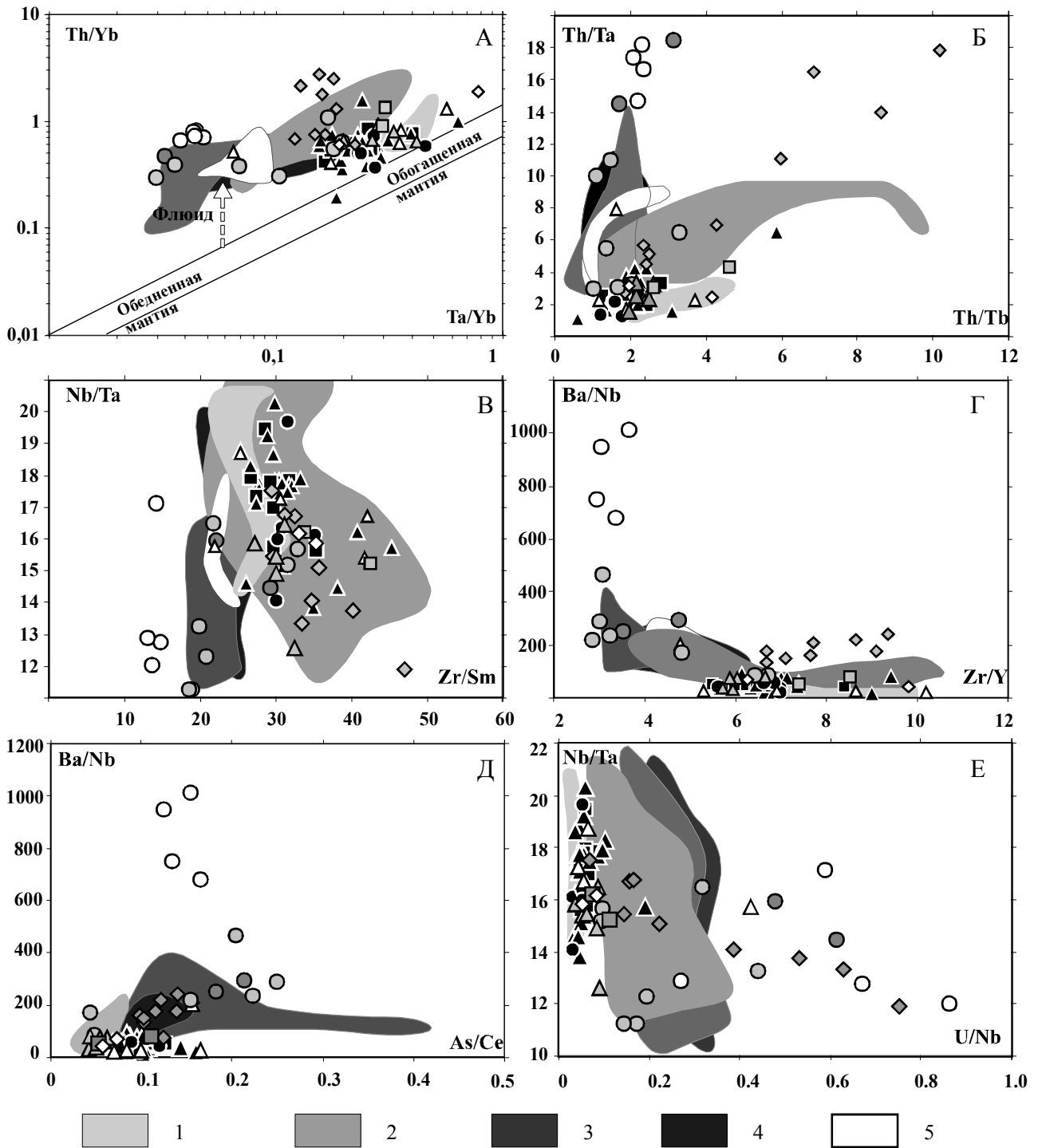
При анализе графиков распределения микроэлементов во всех изученных породах СХ выявляются существенные вариации содержаний как высокозарядных, так и подвижных во флюиде элементов, а также отношений микроэлементов. Отношения несовместимых элементов с близкими коэффициентами распределения позволяют в первом приближении определить состав источника, так как они не подвержены влиянию процессов фракционирования и частичного плавления. В отношениях содержаний несовместимых элементов в СХ наблюдаются четкие вариации. Хотя большая часть моногенных базальтов обычно образует компактное поле на всех диаграммах,



**Рис. 4.** Графики распределения микроэлементов, нормированных на N-MORB, в изученных породах Срединного хребта. Серое поле включает все проанализированные составы, за исключением базальтов плато р. Правая и Левая Озерная. Порядок расположения элементов по (Hofmann, 1988), добавлены Cs и все редкоземельные элементы. Концентрации элементов в N-MORB по (Sun, McDonough, 1989). Концентрации в OIB по (Sun, McDonough, 1989) нанесены для сравнения (черная линия с точками).

во всех случаях можно выделить тренды, определяющие различный состав источников (рис. 5). Так, на диаграмме зависимости отношений Th/Tb к Th/Ta можно выделить, по крайней мере, три группы. Большая часть пород образует компактную группу с низкими значениями обоих отношений. Базальты плато рек Правой илевой Озерной образуют протяженный тренд с низкими значениями Th/Tb и возрастающим отношением

Th/Ta. Породы моногенного поля Алней-Чашаконджа образуют еще один протяженный тренд, характеризующийся возрастанием этих же отношений. На диаграмме отношений Ta/Yb к Th/Yb большинство анализов пород располагается в поле составов обогащенного источника, в то время как породы моногенного поля Алней-Чашаконджа, при тех же значениях Ta/Yb, имеют повышенные значения отношений Th/Yb, выз-



**Рис. 5.** Диаграммы зависимостей отношений несовместимых элементов для пород Срединного хребта. Поля отвечают составам пород следующих зон по (Churikova et al., 2001): 1 - Ичинская зона моногенного вулканизма, породы внутриплитного типа; 2 – породы островодужного типа Срединного хребта; 3 – Восточный Вулканический Фронт; 4 – Центральная Камчатская Депрессия; 5 – северная часть Центральной Камчатской Депрессии (вулканы Шивелуч, Харчинский, Заречный). Остальные условные обозначения как на рис. 2.

ванные влиянием субдукционного флюида. Платобазальты рек Правой илевой Озерной располагаются в поле составов обедненного мантийного источника, подверженного действию флюида. Более низкие значения отношений  $La/Yb$  в породах этого плато, чем в целом по СХ, воз-

можно, отражают большие степени плавления в источнике.

Обращает на себя внимание, что практически для всех изученных пород характерно обеднение по тяжелым редкоземельным элементам относительно N-MORB. Эта особенность ранее была



отмечена (Churikova et al., 2001) для пород ВВФ, ЦКД (Центральной Камчатской Депрессии) и СХ Камчатки и связывается с предшествующими актами плавления мантии.

Поскольку нами изучались преимущественно основные породы, что позволяет исключить возможные эффекты процессов фракционирования, и, к тому же, в предыдущих работах (Цветков и др., 1989; Цветков и др., 1991; Churikova et al., 2001; Kersting, Arculus, 1995) показано практическое отсутствие признаков контаминации базальтовых магм Камчатки коровым веществом и субдуцируемыми осадками, мы предполагаем, что наблюдаемое разнообразие химических составов может быть напрямую связано с гетерогенностью источников магм. В качестве возможных компонентов источника изученных пород следует рассматривать мантийное вещество и водный флюид, отделяющийся от субдуцируемой плиты. Участие частичного расплава субдуцируемой плиты (т.н. «адакитового компонента»), как регионального фактора, влияющего на составы пород, скорее всего можно не принимать во внимание. В противоположном случае это не только сказалось бы на высоких отношениях Sr/Y и La/Yb, но и привело бы к увеличению содержания кремнезема, чего не наблюдается в изученных породах. Единственный образец, в котором наблюдается повышенное отношение Sr/Y (~ 62), был отобран на юго-западном подножии массива Алней-Чашаконджа. Путем геохимического моделирования количество адакитового расплава в источнике оценивается около 1%. Этот моногенный конус находится на западном продолжении ареала находок адакито-подобных пород на Камчатке и, вероятно, связан с последними эпизодами плавления Тихоокеанской плиты в зоне трансформного разлома (Волынец и др., 1999; Yagodinsky et al., 2001). На наш взгляд, маловероятно, чтобы погружающаяся Тихоокеанская плита была настолько горячей либо повсеместно раздробленной и нарушенной разрывами, чтобы плавление происходило на столь большой территории (протяженность профиля опробования для настоящего исследования составляет более 200 км с юга на север). Таким образом, мы считаем, что все наблюдаемое разнообразие геохимии изученных пород объясняется смешением различных мантийных источников и флюида. При этом имеются два возможных решения проблемы: 1) смешение источника N-MORB-типа и флюида, отделяющегося от поддвигаемой плиты, и 2) смешение источника OIB-типа, в различной степени обедненного источника N-MORB-типа, и флюида, отделяющегося от поддвигаемой плиты. Для выбора наиболее вероятной модели генезиса пород, проанализируем каждый случай более детально.

Первый предлагаемый сценарий генезиса магм в СХ включает в себя смешение источника N-MORB-типа с флюидом, отделяющимся от поддвигаемой плиты, или с материалом плавящейся плиты.

Неоспоримым свидетельством участия флюида в процессе генерации магм является характер распределения микроэлементов: без участия флюидов графики были бы «плоскими». В работе (McCulloch, Gamble, 1991) показано, что в зону плавления мантийного вещества при стационарном режиме плавления большую часть легких литофильных элементов и, в меньшей степени – легких редкоземельных элементов, поставляет водный флюид, отделяющийся от плиты. Источником же тяжелых редкоземельных и высокозарядных элементов, которыми флюид обеднен, в основном является мантия. Графики распределения микроэлементов в изученных породах имеют ясные островодужные признаки с четкими максимумами флюид-мобильных элементов и высокими значениями отношений флюид-мобильных элементов к несовместимым элементам: например, отношение Ba/Nb в них варьирует в среднем от 50 до 200, а его максимальное значение в базальтах плато р.Левая Озерная равно 1012. Эти особенности указывают на присутствие в источнике флюида в различных количествах. Такие элементы, как U, Th, Ba, Rb, Pb, Sr легко переносятся с флюидом, тогда как Nb, Ta, Ce обладают существенно меньшей растворимостью во флюиде, хотя в расплаве все эти элементы обладают близкими свойствами. Таким образом, в то время как величины отношений Ba/Nb, U/Nb, Ce/Pb существенно не меняются в процессе частичного плавления, малейшая добавка флюида немедленно отражается на их величине, причем чем более обеднен мантийный источник этими элементами, тем меньшее количество флюида требуется, чтобы повысить (для Ba/Nb и U/Nb) или понизить (для Ce/Pb) их отношения. Данные, представленные на рис. 5, позволяют нам выделить как минимум три группы пород с различным количеством вовлеченного флюида и/или его различным составом.

К первой группе относятся все вулканические породы Седанкинского района, базальты моногенного поля реки Правой Озерной, породы вулкана Горного Института, моногенные базальты Кекукнайского района. Эти породы образуют достаточно компактную группу на всех диаграммах и имеют низкие значения отношений флюид-мобильных/несовместимых элементов, что говорит о малом количестве флюида в источнике. Об этом же свидетельствуют очень низкие значения As/Ce отношений в породах этой группы, поскольку известно (Hattori, Guillot, 2003; Noll et al., 1996; Wörner et al., 2001), что халькофильные и сидеро-

фильные элементы охотно распределяются во флюид и, следовательно, тоже могут быть использованы для реконструкции состава источника.

Вторая группа изученных пород по сравнению с первой отличается несколько более высокими значениями U/Nb, Ba/Nb, As/Se. В нее входят базальты плато Правой Озерной, породы массива Алней-Чашаконджа, Двухюрточного плато и базальты хребта Крюки, а также образец 415/1 Кекукнайского моногенного поля. Породы этой группы в целом имеют меньшие концентрации несовместимых высокозарядных элементов и отвечают источнику с умеренным количеством флюида.

Породы платолевой Озерной образуют третью группу, отличаясь на всех диаграммах (рис. 2, 3, 5) экстремально высокими концентрациями бария и стронция (до 1000 ppm) при том же значении As/Se и очень малыми концентрациями всех несовместимых элементов.

Широкие вариации Ba/Nb отношения в изученных породах (от 10 до 1000) связаны с варьирующими содержаниями Nb и Ba, однако влияние ниобия выражено сильнее. В целом, наши данные подтверждают различную степень участия флюида в генерации магм СХ, что может свидетельствовать о связи новейшего вулканизма Срединного хребта с современной зоной субдукции. Объяснение этого феномена в отношении вулканических пород северной части Срединного хребта, находящейся за пределами ныне известной зоны субдукции и при отсутствии там выраженного вулканического фронта, требует более детального исследования.

Вместе с тем модель простого двухкомпонентного смешения обедненного источника MORB с флюидом, отделяющимся от поддвигаемой плиты, имеет ряд противоречий с нашими данными. Выше было показано, что добавка флюида увеличивает концентрацию флюид-мобильных элементов, но его присутствие даже в очень больших количествах не вызовет 10-тикратного повышения содержаний высокозарядных и тяжелых редкоземельных элементов в источнике. Согласно модельным расчетам (Stolper, Newman, 1994), флюид, отделяющийся от поддвигаемой плиты, может нести существенные количества Y. Тем не менее, отношение Ta/Y в нем почти в 8 раз ниже, чем в наиболее обогащенных Ta породах нашей коллекции. Следовательно, только добавкой флюида к мантийному источнику N-MORB-типа мы не можем объяснить вариации содержаний некоторых микроэлементов в изученных породах СХ.

Очевидно, что для объяснения высоких содержаний HFSE необходимо допустить участие в генерации магм обогащенного мантийного источника, на присутствие которого в тыловой части

Камчатки уже указывалось (Churikova et al., 2001; Muenker et al., 2004; Portnyagin et al., 2005; Volynets, 1994; ). Поскольку изотопные различия этих двух типов мантии не слишком существенны, то различное количество примеси обогащенного компонента вызовет в источнике некоторый рост концентраций HFSE без изменения его изотопных характеристик. Тот факт, что участие такого обогащенного источника в генерации магм по геохимическим признакам документируется на значительной части Срединного хребта, свидетельствует о постоянном притоке глубинного мантийного вещества в зону магмогенерации, по крайней мере, на протяжении позднего плейстоцена и голоцена.

Таким образом, состав источника магм Срединного хребта может быть описан в рамках трехкомпонентной модели, предполагающей смешение (1) в различной степени обедненной мантии N-MORB-типа, обуславливающей вариации в содержаниях тяжелых редкоземельных элементов, (2) мантии OIB-типа, повышающей содержания всего спектра микроэлементов в породах, в том числе HFSE, и (3) флюида, отделяющегося от поддвигаемой плиты и повышающего концентрации флюид-мобильных элементов. Эта модель не противоречит установленным геохимическим особенностям изученных пород и может быть привлечена для объяснения установленных вариаций как концентраций микроэлементов, так и их отношений.

## ВЫВОДЫ

1. Плейстоцен-голоценовые породы Срединного хребта Камчатки относятся к умеренно и высоко-калиевым породам известковощелочной серии и характеризуются островодужным типом распределения микроэлементов, что может свидетельствовать о связи молодого вулканизма СХ с современной зоной субдукции.

2. Удивительное единообразие геохимии молодых пород на всем протяжении СХ, вне зависимости от положения вулканических центров относительно современной зоны субдукции (севернее или южнее трансформного разлома), на наш взгляд, может быть связано как с общим для всего хребта процессом, инициирующим плавление в мантии в позднечетвертичное время, так и со сходством состава плавящегося субстрата.

3. Характер распределения микроэлементов в изученных породах позволяет предположить участие в генезисе магм трех главных компонентов: в различной степени обедненной мантии N-MORB-типа, обогащенной мантии OIB-типа и флюида, отделяющегося от субдуцируемой плиты.

4. Установление принадлежности молодых вулканических пород северной части СХ к островодужному типу может потребовать пересмотра существующей геодинамической модели Камчатки.

#### Благодарности

Авторы хранят светлую память об Олеге Назаровиче Волынце, который щедро делился своим пониманием процессов магматизма на Камчатке и дал неоценимые советы по выбору объектов исследования. Авторы благодарят М.М. Певзнер, О.В. Дирксена, М.В. Портнягина, М.Ю. Пузанкова за помощь и сотрудничество в организации и проведении полевых работ; А. Бакланова, Г. Новикова, В. Родина, Е. Зубкова за помощь при сборе и обработке коллекции; М.М. Певзнер, А.Б. Перепелова и В.М. Ладыгина за предоставление образцов, использованных в данном исследовании; А.Д. Бабанского, Н.В. Короновского, М.М. Певзнер, В.А. Рашидова за обсуждение материалов, а также ценные замечания и рекомендации в процессе подготовки статьи. Работа выполнена при финансовой поддержке грантов DAAD A/04/00138, RI-112/001/610 «Ведущие научные школы» и Jack Kleinman Internship for Volcano Research-2002 (А.В.), грантов РФФИ № 03-05-65007, проектов Минпромнауки № 43.700.11.0005, № 43.043.11.1606, государственного контракта с Управлением развития поисковых исследований и новых технологий Федерального агентства по науке и инновациям № 01.700.12.0028 (Т.Ч. и А.В.), проекта DFG Wo362/15-1+2 и гранта DFG-RFBR № 00-0504000 (Т.Ч. и Г.В.), грантам РФФИ 96-05-65311, 99-05-64954, 01-05-64998, 02-05-64991, 03-05-65007, 05-05-64776, Национального географического общества США, Проектам «Геохронология и динамика голоценового вулканизма Камчатки» и «Новейший вулканизм Камчатки» Программы 13 Президиума РАН (М.М. Певзнер).

#### Список литературы

*Авдейко Г.П., Попруженко С.В., Палуева А.А.* Тектоническое развитие и вулcano-тектоническое районирование Курило-Камчатской островодужной системы // Геотектоника. 2002. № 4. С.64-80.

*Базанова Л.И., Певзнер М.М.* Хангар – еще один действующий вулкан на Камчатке // ДАН. 2001. Т.377. № 6. С. 800-802.

*Бычков К.А., Плечов П.Ю., Арискин А.А.* Оценка условий кристаллизации ареальных базальтов р-на г.Терпук (Срединный хребет, Камчатка) // Вестник Отделения наук о Земле РАН. 2003. №1(21). С. 1-3.

*Важеевская А.А.* Базальты ареальных зон Камчатки. Автореф. дис. кандидата геолого-минералогических наук. Владивосток. 1972. 27 с.

*Важеевская А.А.* Особенности ареального вулканизма Камчатки // Проблемы глубинного магматизма. М.: Наука, 1979. С. 97-108.

*Волынец А.О., Чурикова Т.Г., Вернер Г. и др.* Геохимические особенности моногенного вулканизма Срединного хребта Камчатки // Доклады международного (X Всероссийского) петрографического совещания «Петрография XXI век». Апатиты. 2005. С. 57-60.

*Волынец О.Н., Патока М.Г., Мелекесцев И.В. и др.* Вулкан Ичинский // Действующие вулканы Камчатки. Т.1. М.: Наука, 1991. С. 282-295.

*Волынец О.Н., Мелекесцев И.В., Пономарева В.В. и др.* Харчинский и Заречный вулканы – уникальные центры позднеплейстоценовых магнезиальных базальтов на Камчатке: вещественный состав вулканических пород // Вулканология и сейсмология. 1999. №1. С. 31-46.

*Мелекесцев И.В.* Вулканизм и рельефообразование. М.: Наука, 1980. 211 с.

*Огородов Н.В., Кожемяка Н.Н., Важеевская А.А. и др.* Вулканы и четвертичный вулканизм Срединного хребта Камчатки. М.: Наука, 1972. 191 с.

*Певзнер М.М.* Новые данные о пространственно-временном распространении голоценового моногенного вулканизма северной Камчатки // Взаимосвязь между тектоникой, сейсмичностью, магмообразованием и извержениями вулканов в вулканических дугах: материалы IV международного совещания по процессам в зонах субдукции Японской, Курило-Камчатской и Алеутской островных дуг. Петропавловск-Камчатский, 2004. ИВиС. 2004. С. 72-74.

*Певзнер М.М., Мелекесцев И.В., Волынец О.Н. и др.* Южный Черпук и Северный Черпук – крупнейшие голоценовые моногенные центры Срединного хребта Камчатки // Вулканология и сейсмология. 2000. № 21. С. 667-681.

*Перепелов А.Б.* Неоген-четвертичный шонит-латитовый магматизм Срединного хребта Камчатки: вулкан Теклетунуп (геологическая эволюция, петрография, минералогия) // Вулканология и сейсмология. 2004. №3. С. 12-30.

*Перепелов А.Б.* Неоген-четвертичный шонит-латитовый магматизм Срединного хребта Камчатки: вулкан Теклетунуп (геохимия, петрология, геодинамическая позиция) // Вулканология и сейсмология. 2005. №1. С. 22-36.

*Пополитов Э.И., Волынец О.Н.* Геохимические особенности четвертичного вулканизма Курило-Камчатской островной дуги и некоторые вопросы петрогенезиса. Новосибирск: Наука, 1981. 184 с.

*Таракановский А.А.* Соотношение центрального и ареального типов вулканизма // Проблемы глубинного магматизма. М.: Наука, 1979. С. 108-117.

- Трубицын В.П., Шапиро М.Н., Рыков В.В.* Численное моделирование доплиоценовых мантийных течений в области сочленения Курило-Камчатской и Алеуской островных дуг // *Физика Земли*. 1998. № 4. С. 10-19.
- Цветков А.А., Гладков Н.Г., Волынец О.Н.* Проблема субдукции осадков и изотоп  $^{10}\text{Be}$  в лавах Курильских островов и Камчатки // *ДАН СССР*. 1989. Т. 306. № 5. С. 1220-1225.
- Цветков А.А., Волынец О.Н., Моррис Дж. и др.* Проблема субдукции осадков в свете данных по геохимии бериллия и бора в магматических породах зоны перехода океан-континент // *Известия АН. Серия геологическая*. 1991. № 11. С. 3-25.
- Шеймович В.С.* Некоторые проблемы геологического изучения ареального базальтового вулканизма Камчатки // *Тихоокеанская геология*. 1982. № 6. С. 78-84.
- Baranov B.V., Seliverstov N.I., Muravev A.V. et al.* The Komandorsky Basin as a product of spreading behind a transform plate boundary // *The achievements of plate tectonics in the USSR, Zonenshain L. P. (ed.) // Tectonophysics*. 1991. Vol. 199. № 2-4. P. 237-245.
- Brenan J.M., Shaw H.F., Ryerson F.J. et al.* Mineral-aqueous fluid partitioning of trace elements at 900 °C and 2.0GPa: Constraints on the trace element chemistry of mantle and deep crustal fluids // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 1995. Vol. 59. № 16. P. 3331-3350.
- Churikova T., Dorendorf F., Woerner G.* Sources and fluids in the mantle wedge below Kamchatka, evidence from across-arc geochemical variation // *Journal of Petrology*. 2001. Vol. 42. № 8. P. 1567-1593.
- Davaille A., Lees J.M.* Thermal modeling of subducted plates: tear and hotspot at the Kamchatka corner // *Earth and Planetary Science Letters*. 2004. Vol. 266. P.293-304.
- Dirksen O.V., Bazanova L.I., Pletchov P.Yu. et al.* Volcanic activity at Sedankinsky dol lava field, Sredinny ridge during the Holocene (Kamchatka, Russia) // *Linkages among tectonics, seismisity, magma genesis and eruption in volcanic arcs: IV International Biennial Workshop on Subduction Processes emphasizing the Japan-Kurile-Kamchatka-Aleutian Arcs. Petropavlovsk-Kamchatsky*. 2004. IViS, 2004. P. 55-56.
- Geist E.L., Scholl D.W.* Large-scale deformation related to the collision of the Aleutian Arc with Kamchatka // *Tectonics*. 1994. № 13. P. 538-560.
- Gordeev E.I., Gusev A.A., Levin V.E. et al.* Preliminary analysis of deformation at the Eurasia-Pacific-North America plate junction from GPS data // *Geophysical Journal International*. 2001. Vol. 147. P. 189-198.
- Hattori K.H., Guillot S.* Volcanic front form as a consequence of serpentinite dehydration in the forearc mantle wedge // *Geology*. 2003. Vol. 31. № 6. P. 525-528.
- Kersting A.B., Arculus R.J.* Pb isotope composition of Kluchevskoy volcano, Kamchatka and North Pacific sediments: Implications for magma genesis and crustal recycling in the Kamchatkan arc // *Earth and Planetary Science Letters*. 1995. Vol. 136. P. 133-148.
- McCulloch M.T., Gamble A.J.* Geochemical and geodynamical constraints on subduction zone magmatism // *Earth and Planetary Science Letters*. 1991. Vol. 102. P. 358-374.
- Muenker C., Wörner G., Yogodzinski G. et al.* Behavior of high field strength elements in subduction zones: constraints from Kamchatka-Aleutian arc lavas // *Earth and Planetary Science Letters*. 2004. Vol. 224. P. 275-293.
- Noll Jr. P.D., Newsom H.E., Leeman W.P. et al.* The role of hydrothermal fluids in the production of subduction zone magmas: evidence from siderophile and chalcophile trace elements and boron // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 1996. Vol. 60. № 4. P. 587-611.
- Park J., Levin V., Brandon M., et al.* A dangling slab, amplified arc volcanism, mantle flow and seismic anisotropy in the Kamchatka Plate Corner // *EOS*. 2001. Vol. 82. № 47. P. F1156.
- Pearce J.A., Parkinson I.J.* Trace element models for mantle melting; application to volcanic arc petrogenesis // *Prichard H.M., Alabaster T., Harris N.B.W. & Neary C.R. (eds) Magmatic processes and plate tectonics. Geological Society Special Publications*. 1993. London: Geological Society of London. P. 373-403.
- Pevzner M.M., Ponomareva V.V., Bazanova L.I.* New data on the Kamchatka back-arc volcanism during the Holocene time // *3rd Biennial Workshop on Subduction Processes emphasizing the Kurile-Kamchatkan-Aleutian arc. Fairbanks, Alaska*. 2002.
- Portnyagin M., Hoernle K., Avdeiko G. et al.* Transition from arc to oceanic magmatism at the Kamchatka-Aleutian junction // *Geology*. 2005. Vol. 33. № 1. P. 25-28.
- Stolper E., Newman S.* The role of water in the petrogenesis of Mariana trough magmas // *Earth and Planetary Science Letters*. 1994. Vol. 121. P. 293-325.
- Sun S.S., McDonough W.F.* Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts; implications for mantle composition and processes // *Saunders A.D., Norry M.J. (eds) Magmatism in the ocean basins. Geological Society Special Publications*, 1989. London: Geological Society of London. P. 313-345.
- Tatsumi Y., Kogiso T., Nohda S.* Formation of a third volcanic chain in Kamchatka: generation of unusual subduction-related magmas // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 1995. Vol.120. P. 117-128.
- Volynets O.N.* Geochemical types, petrology, and genesis of late Cenozoic volcanic rocks from the Kurile-Kamchatka island arc system // *International Geology Review*. 1994. Vol. 36. P. 373-405.
- Volynets A.O., Churikova T.G.* Heterogeneity of mantle source of Later Pleistocene-Holocene mono-

genetic volcanism in Sredinny Ridge of Kamchatka. // Linkages among tectonics, seismicity, magma genesis and eruption in volcanic arcs: IV International Biennial Workshop on Subduction Processes emphasizing the Japan-Kurile-Kamchatka-Aleutian Arcs. Petropavlovsk-Kamchatsky. 2004. IViS, 2004. P. 125-127.

*Wörner G., Churikova T., Leeman W. et al.* Fluid-mobile trace element and U-series isotope variations across Kamchatka: timing and effects of slab degeneration // Margins Meeting, Schriftenreihe D. Geol. Ges. 2001. Vol. 14. P. 236-237.

*Yogodzinsky G.M., Lees J.M., Churikova T.G. et al.* Geochemical evidence for the melting of subducting oceanic lithosphere at plate edges // Nature. 2001. Vol. 409. P. 500-504.

*Yokoyama T., Makishima A., Nakamura E.* Evaluation of the coprecipitation of incompatible trace elements with fluoride during silicate rock dissolution by acid digestion // Chemical Geology. 1999. Vol. 157. P. 175-187.

## GEOCHEMISTRY OF VOLCANIC ROCKS OF SREDINNY RIDGE, KAMCHATKA

**A. O. Volynets<sup>1,2</sup>, T. G. Churikova<sup>1</sup>, G. Wörner<sup>2</sup>**

<sup>1</sup>*Institute of Volcanology and Seismology FED RAS;*

<sup>2</sup>*GWZ, Georg-August Universität Göttingen, Goldschmidtstrasse 1, Göttingen 37077, Germany;*

*Mail address: Russia 683006, Petropavlovsk-Kamchatsky, Piip Avenue 9.*

*E-mail: volynetka@pisem.net*

Major, trace elements content of Late Pleistocene-Holocene volcanic rocks from Sredinny Ridge, Kamchatka, are studied for more than 200 km-long profile from Ichinsky volcano on the south-east to Tekletunup volcano on the north-west. In its southern part profile represents back-arc of the island arc system of Kamchatka. At the latitude of Alnej volcano profile intersects triple junction of Kurile-Kamchatka and Aleutian island arcs, and in the northernmost part it is more than 100 km outside the borders of the contemporary subduction zone. Nonetheless, rocks from all studied volcanic centers have similar geochemical features, belong to calc-alkaline medium-high-K series and are characterized by strong subduction signature (Nb-Ta trough, elevated Cs, Rb, Ba, Th, U, K, Sr, Pb concentrations). Observed variations in major and trace element compositions can be described by three-component mixing model of variably depleted N-MORB source, enriched OIB-like component and slab-derived fluid. Traces of slab melting (adakite component) are found in Alnej-Chashakondzha massif western slope.