

УДК 551.21+550.42

ЭТАПЫ ЭВОЛЮЦИИ И ПЕТРОЛОГИЯ КЕКУКНАЙСКОГО ВУЛКАНИЧЕСКОГО МАССИВА КАК ОТРАЖЕНИЕ МАГМАТИЗМА ТЫЛОВОЙ ЗОНЫ КУРИЛО-КАМЧАТСКОЙ ОСТРОВОДУЖНОЙ СИСТЕМЫ. ЧАСТЬ 1. ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ И ГЕОХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ПОРОД

© 2011 г. А. В. Колосков¹, Г. Б. Флеров¹, А. Б. Перепелов², И. В. Мелекесцев¹,
М. Ю. Пузанков¹, Т. М. Философова¹

¹Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН
683006 Петропавловск-Камчатский, бульвар Пийна, 9,
e-mail: kolosav@kscnet.ru

²Институт геохимии им. А.П.Виноградова СО РАН
664033 Иркутск, ул. Фаворского, 1А,
e-mail: region@igc.irk.ru

Поступила в редакцию 25.10. 2010 г.

Выделено пять стадий эволюции четвертичного Кекукнайского вулканического массива (западный фланг Срединного хребта Камчатки): 1) докальдерная трахибазальтовая-андезибазальтовая, 2) экструзивная трахиандезит-трахидацитовая, 3) ранняя трахибазальтовая, 4) средняя гавайит-муджиеритовая (с единичными проявлениями андезибазальтов) и 5) поздняя трахибазальт-гавайит-муджиеритовая (с единичными проявлениями андезитов) – ареального вулканизма. По петрологическим данным среди пород массива выделены островодужный и внутриплитный геохимические типы. Ведущую роль в петрогенезисе играла динамика флюидной фазы при подчиненной роли процессов фракционной кристаллизации и гибридизма. Последовательное насыщение пород флюидной фазой в ходе эволюции расплавов было прервано в период кальдерообразования, когда осуществилась экстракция большей части флюидомобильных элементов и кремнезема. Геологические и петрологические материалы свидетельствуют о том, что формирование массива произошло в обстановке задугового вулканического бассейна в условиях начавшегося рифтогенеза, при активном участии компонентов мантийного плюма.

ВВЕДЕНИЕ

Считается, что заложение Западно-Камчатского задугового вулканического бассейна началось в эоцене на месте существовавшего ранее окраинно-морского бассейна, занявшего положение современной “Охотии”. Оно сопровождалось растяжением земной коры и внедрением комплекса параллельных даек щелочно-базальтового состава [Перепелов и др., 2007а]. Эпизоды магматизма неоднократно повторялись и позднее. Так, например, на территории Западной Камчатки, в районе г. Хухч установлено [Перепелов и др., 2007б] проявление неогеновых К-На щелочных магм в виде субвулканического тела базанитов “внутриплитного геохимического типа”, который является индикаторным для проявлений вулканизма в обстановке внутриконтинентальных рифтов. Однако единого мнения по вопросам геодинамики и петрогенезиса Западно-Камчатских позднекайнозойских вулканических нет. Одни исследователи отдают предпочтение процессам субдукции с участием различных мантийных источников и добавлением флюидного

компонента из поддвигаемой океанической плиты [Churikova et al., 2001; Volynets et al., 2010]. Другие считают, что субдукция океанической плиты Кула под континентальную окраину Камчатки закончилась в олигоцен-раннемиоценовое время, и, начиная с этого периода, вулканизм в ее тыловой зоне следует связывать с процессами рифтогенеза [Перепелов и др., 2007б].

В целом, на территории Западной Камчатки проявления позднекайнозойского вулканизма (крупные базальтовые плато, щитообразные вулканы в сочетании с образованиями ареального типа) характеризуются большими объемами изверженного материала за относительно небольшой промежуток времени и могут быть сопоставлены с провинциями “задуговых траппов” или плато-базальтов, широко проявленных в тыловой обстановке Северной и Южной Америки. Происхождение таких провинций рассматривается в рамках моделей литосферного растяжения, ассоциирующего с задуговым спредингом [Hart, Carlson, 1987], или как результат рифтинга над аномально нагретой мантией [White,

McKenzie, 1989]. Именно в рамках этих концепций и будут рассмотрены особенности геологического положения и вещественного состава Кекукнайского вулканического ареала — одного из наиболее молодых и относительно хорошо сохранившихся участков проявления магматизма на Западной Камчатке.

Вместе с тем, позднекайнозойский задуговой вулканизм рассматриваемого региона во многом наследует особенности состава предшествовавшего ему островодужного вулканизма. Внутриплитные характеристики в нем сочетаются с субдукционными [Волынец и др., 1995; Колосков, 2006; Перепелов и др., 2007а, б]. Отсюда возникает проблема диагностики вулканических серий, особенно остро проявленная на рубеже пространственного или временного перехода, когда наиболее обычна конвергентность признаков.

Особенностью проявления вулканизма в пределах крупных длительно живущих центров Срединного хребта Камчатки является наличие кальдер. Они не столь масштабны как на Восточной Камчатке [Гриб и др., 2003, 2009; Bindeman et al., 2010], но, тем не менее, развиты на многих вулканических массивах: Уксичанский [Антипин и др., 1987; Вулканы ..., 1972; Мартынов, Антипин, 2009], Ичинский [Вулканы ..., 1972] и др. Кальдерообразованием отмечается важный этап в развитии каждого такого центра. Образованием кальдеры обычно завершается формирование щитообразной постройки и наступает период многовыходного ареального вулканизма. Несмотря на важность этого переломного периода, сам механизм кальдерообразования практически не рассматривается в общей петрологической модели эволюции вулканизма конкретного вулканического массива.

Для решения всех этих вопросов необходим детальный анализ изотопно-геохимических характеристик вулканических пород и широкие сопоставления с “эталонными объектами”. Особенно перспективными могут быть длительно эволюционировавшие и детально изученные вулканические центры. Хорошим примером такого объекта является рассматриваемый в настоящей работе район тыловой части Срединного хребта Камчатки.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ И СТЕПЕНЬ ИЗУЧЕННОСТИ РЕГИОНА

Кекукнайский вулканический массив является северо-восточной частью крупного (66 × 30 км), сложно построенного вулканического сооружения, куда, помимо Кекукнайского вулкана (синоним — Ленинградец, высотой 1401.2 м), входят еще два других объекта — вулканы Большой (высотой 1299.9 м, западная часть) и Куныру (высотой 1159.9 м, южная часть) общей площадью около 1400 км² и объемом

пород порядка 400–500 км³. Вместе с массивами Большая Кетепана и Ичинский, расположенными к ССВ и к ЮЮЗ от этого сооружения, они образуют цепь крупнейших вулканических ареалов протяженностью 210 км вдоль западных и северо-западных отрогов Срединного хребта Камчатки на большом (около 400 км) удалении от Курило-Камчатского глубоководного желоба.

Перечисленные выше вулканические массивы, несмотря на сходное структурное положение, близкое по времени образование (предположительно, порядка 1.5–2 млн лет назад) и первичную морфологию в виде крупных щитообразных вулканов, являются неодинаковыми по современной морфологии, этапам формирования, набору и составу слагающих их пород. Наименьшие изменения претерпел с тех пор вулканический массив Большая Кетепана: он был сильно разрушен комплексом тектонических и денудационных процессов, включая многостадийную ледниковую деятельность, но сохранил отличительные признаки крупного щитообразного вулкана (площадь основания — 630 км², объем изверженного материала — 185 км³), а состав пород варьирует от базальтов до андезитов с повышенной щелочностью [Вулканы ..., 1972]. Наоборот, вулканические массивы Кекукнайский и Ичинский претерпели значительные изменения, поскольку история их развития включала несколько этапов, разделенных большими временными промежутками. Причем каждый этап формирования этих массивов характеризовался разномасштабностью эндогенных процессов, специфическим набором и составом изверженных пород. В периоды между этими этапами целостность флюидно-магматической системы нарушалась, предыдущие постройки интенсивно разрушались, а во время каждой последующей стадии их сохранившиеся фрагменты частично или полностью погребались вновь изверженными продуктами.

Кекукнайский массив — очень сложная по морфологии и разноэтапная по истории развития вулканическая постройка. На первой опубликованной карте района [Вулканы ..., 1972] были выделены щитообразные постройки вулканов Большой и Кекукнайский, отдельные нерасчлененные лавовые покровы, наложенные голоценовые шлаковые конусы и их лавовые потоки. Возраст Кекукнайского вулкана был определен как среднечетвертичный.

Обширная информация по геологическому строению рассматриваемого района была получена в результате проведения геологических съемок масштаба 1 : 200000 [Объяснительная записка ..., 1986, 1992]. По результатам этих работ в пределах Кекукнайского массива выделены нижнечетвертичные, верхнечетвертичные и современные вулканогенные образования.

Авторы статьи проводили летом 2005 г. детальные полевые работы в центральной части массива (район оз. Большое Гольцовое, г. Черная, Дол Геологов). В результате обработки коллекций каменного материала был получен обширный аналитический материал, который и положен в основу представленной статьи. Так как результаты аналитических исследований достаточно обширны, они представлены в двух частях. В первой – (настоящая публикация) дается геологическое описание Кекукнайского массива и результаты петролого-геохимических исследований. Вторая часть посвящена анализу минералогического состава пород массива и созданию обобщенной геолого-петрологической модели.

По результатам исследований авторов, с учетом материалов геологических съемок и имеющихся возрастных датировок геологическое строение Кекукнайского массива представляется в следующем виде (рис. 1).

Фундаментом массива служат туфогенно-осадочные породы ильинской свиты среднемиоценового возраста, обнажающиеся в северной его периферии, а также вивентекской и кулувенской свит сходного состава раннемиоценового возраста, выходы которых закартированы к ЮЗ от границ рассматриваемой территории [Объяснительная записка ..., 1986] и в ЮЗ части массива (см. рис. 1).

Самая древняя часть массива – крупный щитообразный Кекукнайский вулкан, сформировавшийся, предположительно, в конце плиоцена–начале плейстоцена. В западном секторе постройки вулкана в борту кальдеры детально описан представительный разрез пород общей мощностью 491 м [Объяснительная записка ..., 1986]. Разрез представлен чередованием потоков оливин-клинопироксеновых (с субфенокристами плагиоклаза или без него и с сопутствующим магнетитом) трахибазальтов, плагиоклаз-двупироксеновых (с оливином, амфиболом или без этих минералов) трахиандезибазальтов и андезибазальтов и горизонтов туфов и туфобрекчий того же состава. Более поздняя предкальдерная стадия развития вулкана характеризуется преобладанием продуктов преимущественно эффузивной деятельности трахиандезибазальтового состава. С этой стадией возможно также связано образование единичных шлаковых конусов с небольшими потоками, лавовых куполов и даек амфиболовых андезибазальтов.

Следующая стадия ознаменовалась образованием кальдеры размером 6 × 8 км по бровке ограничивающего ее уступа. Дно кальдеры, с озером Большое Гольцовое внутри, тоже имеет овальную форму и размер 4 × 6 км. Судя по размеру кальдеры, ее первичная глубина могла достигать 1.5–2 км. Вследствие заполнения кальдеры более поздними образованиями (включая мощные толщи лав) глубина кальдеры в настоящее время не превышает 400–

500 м. Продукты самого кальдерообразующего извержения пока не обнаружены. В заключительную стадию этого этапа по периметру кальдеры произошло образование нескольких экстружий трахиандезитов и трахидацитов. Они хорошо выражены в рельефе в виде останцов размером в основании от 300 × 100 м до 800–900 × 300–400 м. Предположительный возраст кальдерообразования – средний плейстоцен.

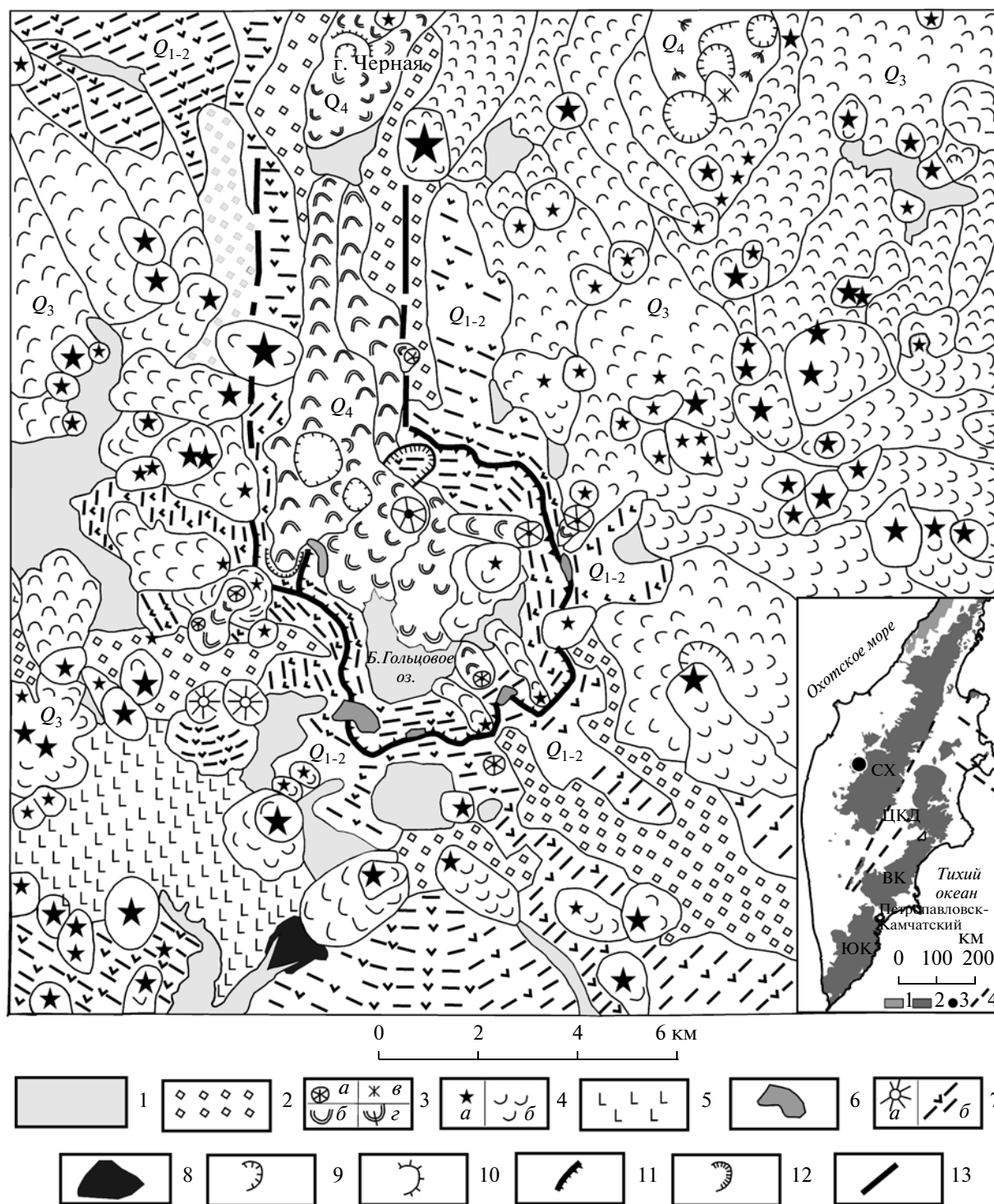
Во второй половине плейстоцена начался новый этап развития Кекукнайского массива. Произошло образование базальтов покровного типа¹ в ЮЗ части района, а продуктами наложенного ареального вулканизма был сформирован сложно построенный лавовый щит (Дол Геологов) со многими десятками индивидуальных эруптивных центров (лавовые, шлаковые конусы и связанные с ними потоки). Диаметр отдельных конусов в основании составляет от 0.1 до 1.5 км, высота – от 20 до 150–200 м. Протяженность связанных с конусами потоков доходит до 5–6 км. По характеру проявления вулканизма и распространенности его продуктов этап разделяется на три стадии: раннюю, среднюю и позднюю.

С ранней стадией ареального вулканизма связано образование оливин-клинопироксен-плагиоклазовых (с магнетитом и шпинелью) трахибазальтов средне-позднеплейстоценового возраста. Они слагают конусы с лавовыми потоками, в пределах щитообразной постройки на дне кальдеры и за ее пределами в СВ части вулкана. Кроме того, было обнаружено несколько эродированных некков трахибазальтов на “бровке кальдеры”.

Конусы и связанные с ними лавово-пирокластические потоки средней стадии ареального вулканизма состоят преимущественно из оливиновых и оливин-клинопироксеновых гавайитов, реже представлены оливин-клинопироксеновыми (иногда с плагиоклазом или ортопироксеном) муджиеритами и плагиоклаз-оливин-двупироксеновыми (с магнетитом и шпинелью) андезибазальтами. Муджиеритами также сложены две дайки в южной части Кекукнайского вулкана. Эта стадия отвечает самому пику проявления ареального вулканизма, сформировавшего лавовый щит по периферии вулкана.

В верхнем плейстоцене произошло разрушение северного борта кальдеры и заложение рифтогенно-троговой долины субмеридианального простирания. Это во многом предопределило структурную приуроченность самых молодых голоценовых центров поздней стадии ареального вулканизма (см. рис. 1). Отдельные конусы располагаются внутри кальдеры или по ее бортам, а также на восточном и северном (г. Черная) флангах троговой

¹ Данные по ним были получены дополнительно в 2010 г. и в настоящей статье не рассматриваются.



долины, а связанные с ними потоки частично заполнили кальдеру и троговую долину. Поздняя стадия ареального вулканизма представлена двумя ассоциациями пород: трахибазальт-андезитовой и гавайит-муджиритовой, минеральный состав которых сходен с составом соответствующих типов

пород первых двух стадий ареального вулканизма. К поздней стадии также относится и своеобразный вулканический центр в СВ части района² (см. рис. 1).

² Данные по ним также были получены дополнительно в 2010 г. и в настоящей статье не рассматриваются.

Рис. 1. Геолого-геоморфологическая карта Кекукнайского вулканического массива.

1 – аккумулятивные отложения разного происхождения: флювиогляциальные, аллювиальные, озерные и др. ($Q_3^4 - Q_4$); 2 – морены II-ой фазы позднелейстоценового оледенения (Q_3^4); 3 – эруптивные центры (а, в) и потоки (б, г) трахибазальт-андезитового, гавайит-муджиеритового (а, б) и дацит-риолитового (в, г) состава поздней стадии ареального вулканизма голоценового возраста (Q_4); 4 – эруптивные центры (а) и потоки (б) трахибазальтового (ранняя стадия ареального вулканизма) и гавайит-муджиеритового (средняя стадия ареального вулканизма) состава, средне-позднелейстоценового возраста ($Q_3^2 - Q_3^3$); 5 – базальты плато средне-позднелейстоценового возраста ($Q_2 - Q_3^1$); 6 – экструзии трахиандезитового-трахидацитового состава ранне-среднелейстоценового возраста (Q_{1-2}); 7 – эруптивные центры (а) и фрагменты разрушенных вулканических построек (б) трахибазальт-андезибазальтового состава до-кальдерной стадии ранне-среднелейстоценового возраста (Q_{1-2}); 8 – вулканогенные породы фундамента миоцено-плиоценового возраста (N_{1-2}); 9 – взрывчатые кратеры, маары, воронки фреатических взрывов на лавовых потоках; 10 – вулканические купола; 11 – уступ вулкано-тектонической кальдеры; 12 – сбросы, обвалы; 13 – предполагаемые тектонические нарушения. На врезке: положение Кекукнайского вулканического массива на схеме разновозрастных вулканических поясов островодужной системы Камчатки.

На врезке: 1 – $E_1 - E_2^2$ вулканический пояс Западной Камчатки; 2 – $E_3 - N_1$ и $N_2 - Q$ вулканические пояса Камчатки (СХ – Срединного хребта, ЮК – Южной и ВК – Восточной Камчатки); 3 – Кекукнайский вулканический массив; 4 – условные границы Центральной Камчатской депрессии (ЦКД) и структуры Алеутско-Камчатского сочленения (АК).

Он состоит из четырех взрывчатых кратеров размером от 0.7 до 1.3 км, с которыми были связаны выбросы дацитовой и риолитовой пемзовой пирокластики. Затем здесь сформировался риолито-дацитовый купол с площадью основания около 0.8 км² и высотой около 100 м.

Обоснование возраста вулканических проявлений

В соответствии с данными геологических съемок [Объяснительная записка ..., 1986, 1992], время образования щитовой постройки Кекукнайского вулкана оценивается как раннечетвертичное. Экструзивные дациты и андезидациты выделены в качестве среднечетвертичных субвулканических образований, а все формы ареального вулканизма отнесены к современным образованиям голоценового возраста. В работе [Volynets et al., 2010] приводятся данные возрастного определения ($40\text{Ar}/39\text{Ar}$) базальтов щитового основания вулкана Большой – 1.7 ± 0.11 и 1.86 ± 0.04 млн лет. Оценка возраста наиболее молодого проявления риолитового вулканизма в СВ части рассматриваемого района на основании радиоуглеродного датирования дает значение около 7200 ¹⁴C лет назад [Pevzner, 2004]. Результаты наших исследований, с учетом имеющихся возрастных датировок и соотношений с моренными отложениями первой стадии верхнечетвертичного оледенения дали возможность выработать легенду к геологической карте Кекукнайского массива (см. рис. 1).

Аналитические методики

Определение породообразующих окислов выполнено на многоканальном X-Ray спектрометре СРМ-25, а разделение Fe_2O_3 и FeO проведено методом титрования. Концентрации микроэлементов

получены методом масс-спектрометрии с ионизацией в индуктивно связанной плазме (ICP-MS) в Институте геохимии СО РАН. Методика пробоподготовки подробно описана в работе [Ясныгина и др., 2003]. Измерения проводились на квадрупольном масс-спектрометре Plasma Quad 2+ (VG Elemental, Англия) и на масс-спектрометре с магнитным сектором ELEMENT 2 (Finnigan MAT, Германия). Величины относительного стандартного отклонения варьировали от 0.3–0.8% (Sr, Zr, Cs, Nd, La) до 7–8% (Cr, Zn, Tm). Точность анализа контролировалась по международным стандартам: BIR-1, BHVO-1, JB-2, BCR-2, DNC-1, RGM-1, AGV-1. Сопоставление с данными [Volynets et al., 2010] близких по составу образцов того же района показало хорошую сходимость результатов.

Изотопный состав пород определялся в ГЕОХИ РАН, ИГХ СО РАН, а также в Байкальском аналитическом ЦКП СО РАН по стандартным методикам. Сравнение с данными по изотопии Sr, полученными в Корнельском университете США и в ГИН РАН [Вольнец и др., 1995], а также с материалами по изотопии Sr, Nd, Pb в [Volynets et al., 2010] по пробам этого же района, свидетельствует о хорошей сходимости результатов.

ОСОБЕННОСТИ ВЕЩЕСТВЕННОГО СОСТАВА

Петрогенные элементы. Как видно из материалов (табл. 1, рис. 2), породы Кекукнайского вулканического массива характеризуются широким диапазоном вариаций основных породообразующих оксидов, однако крайних значений составов для магматических серий (высокая магнезиальность, щелочность и кремнекислотность) здесь не наблюдается. Тем не менее, породы каждой стадии имеют свою специфику составов.

Таблица 1. Содержание петрогенных (вес. %) и редких элементов (г/т) в породах Кекукнайского массива

Стадия	Докальдерная													
	порода	тб	га	тб	тб	тб	тб	тб	таб	аб	таб	таб	аб	аб
№ обр.	5-161	2258	2737	2741	2604	G5-144	49072	5-141	2612	5-154-1	K-38-05	G-5-147	2621	K-44/1
№№ п/п	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
SiO ₂	48.55	48.88	49.18	49.91	50.35	50.37	50.65	52.38	52.47	53.98	55.12	55.37	55.93	56.04
TiO ₂	1.08	1.79	1.04	1.05	1.10	0.93	1.04	0.94	1.02	0.86	0.96	0.99	0.86	0.73
Al ₂ O ₃	18.14	18.59	17.10	17.70	19.25	18.27	18.88	18.39	18.50	17.59	18.26	18.51	16.32	18.28
F ₂ O ₃	5.33	4.68	6.30	5.23	4.73	3.06	3.31	5.41	4.60	4.98	2.73	3.24	3.78	2.49
FeO	5.39	5.03	3.23	4.67	4.85	6.64	6.11	3.95	4.13	2.87	4.85	4.13	4.13	5.75
MnO	0.19	0.16	0.16	0.17	0.17	0.18	0.18	0.17	0.17	0.16	0.13	0.13	0.15	0.15
MgO	5.61	5.57	5.88	5.22	4.55	4.32	4.95	3.85	4.07	4.20	3.96	3.67	4.37	3.20
CaO	10.75	8.51	9.61	9.79	9.25	8.33	8.62	8.52	8.40	8.57	7.84	7.51	8.28	6.30
Ni ₂ O	2.81	4.11	2.58	2.87	3.07	3.33	3.16	3.01	3.35	3.36	3.66	3.56	3.02	3.99
K ₂ O	1.56	1.73	1.98	2.15	1.80	2.05	2.07	2.35	2.02	2.23	1.82	1.65	1.99	1.98
P ₂ O ₅	0.35	0.55	0.43	0.50	0.41	0.41	0.43	0.51	0.38	0.43	0.32	0.30	0.24	0.34
LOI	0.27	0.55	2.18	1.68	0.48	2.42	0.51	0.62	0.52	0.19	0.40	1.12	0.45	0.86
Сумма	100.03	100.14	99.67	99.95	100.01	100.29	99.91	100.08	99.63	99.42	100.04	100.16	100.00	100.11
Cs	0.31	0.67	0.23	0.38	0.47	0.50	0.89	0.70	0.64	0.69	0.55	0.49	1.13	0.82
Rb	34	30	45	44	39	40	46	57	43	48	31	29	42	34
Ba	427	465	509	681	580	560	614	589	700	717	489	477	406	746
Th	1.10	2.22	1.01	1.25	1.58	1.50	1.79	1.76	2.23	1.73	2.23	2.37	3.71	2.01
U	0.59	1.03	0.85	0.95	0.98	1.04	1.13	1.57	1.14	1.15	0.87	0.86	1.42	1.16
Nb	2.4	23.6	3.1	3.5	4.9	3.72	5.3	3.3	5.6	4.3	8.16	8.66	11.0	4.13
Ta	0.15	1.40	0.22	0.25	0.32	0.24	0.34	0.25	0.40	0.28	0.53	0.58	0.80	0.27
La	8.12	24.85	10.25	11.80	13.50	11.50	14.23	13.90	14.94	11.07	15.65	17.08	14.45	12.59
Ce	21.99	54.46	26.09	29.03	33.13	27.92	34.98	34.74	36.00	27.87	33.82	36.75	30.61	29.21
Pb	3.4	3.1	4.6	4.4	7.8	5.29	6.7	5.0	5.3	6.3	3.67	4.38	5.0	6.44
Pr	3.31	7.06	3.70	4.22	4.63	3.84	4.93	4.95	4.87	4.22	4.18	4.58	3.89	3.84
Sr	646	792	672	630	788	709	733	713	631	642	637	647	435	700
P	1546	2393	1878	2188	1808	1773	1882	2205	1677	1873	1393	1328	1061	1485
Nd	15.91	28.03	16.89	18.64	20.86	17.48	22.07	21.62	21.52	19.40	17.77	18.15	15.53	16.12
Zr	80	230	102	96	122	96	145	131	130	103	63	59	92	100
Hf	1.96	4.90	2.68	2.63	2.99	2.44	3.43	3.36	3.29	2.66	3.24	3.54	2.35	2.57
Sm	4.21	5.91	4.21	4.51	5.21	4.38	5.33	5.39	4.94	4.45	3.97	4.04	3.40	3.69
Eu	1.35	1.87	1.38	1.42	1.65	1.39	1.67	1.65	1.57	1.39	1.22	1.23	1.06	1.15
Gd	4.02	5.34	3.97	3.89	4.92	4.19	4.81	4.99	4.44	4.20	3.56	3.77	3.09	3.38
Ti	6449	10743	6198	6281	6605	5539	6240	5605	6132	5138	5743	5898	5126	4383
Tb	0.62	0.80	0.62	0.61	0.77	0.65	0.74	0.77	0.70	0.68	0.55	0.58	0.49	0.51
Dy	3.74	4.69	3.71	3.69	4.59	3.93	4.32	4.48	4.20	4.52	3.33	3.41	2.95	3.03
Y	20	26	19	21	23	21	23	22	24	20	17	18	17	16
Ho	0.75	0.92	0.74	0.77	0.90	0.78	0.86	0.87	0.86	0.89	0.68	0.68	0.61	0.61
Er	2.03	2.42	2.00	2.13	2.44	2.16	2.38	2.41	2.34	2.85	1.86	1.90	1.72	1.68
Tm	0.30	0.34	0.30	0.31	0.37	0.32	0.35	0.37	0.35	0.36	0.27	0.27	0.26	0.24
Yb	1.88	2.19	1.89	2.02	2.35	2.01	2.23	2.28	2.27	2.44	1.70	1.74	1.58	1.60
Lu	0.28	0.33	0.28	0.29	0.35	0.31	0.34	0.35	0.34	0.36	0.26	0.26	0.24	0.25

Таблица 1. Продолжение

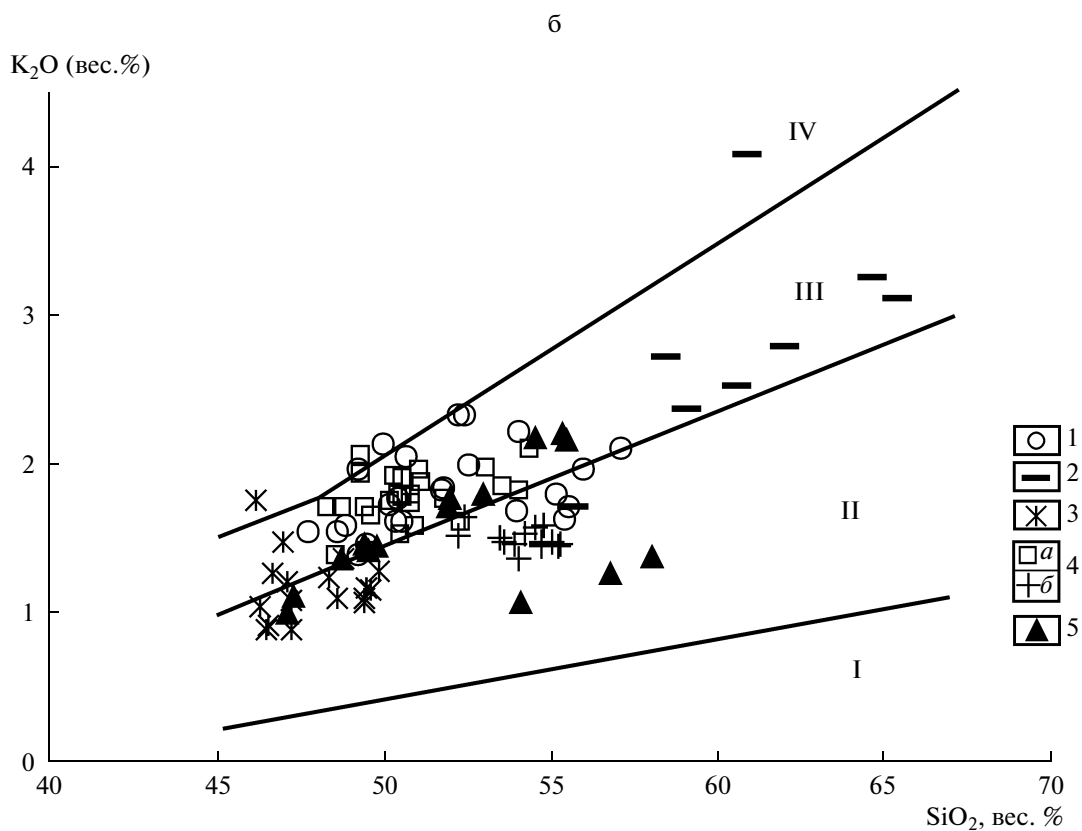
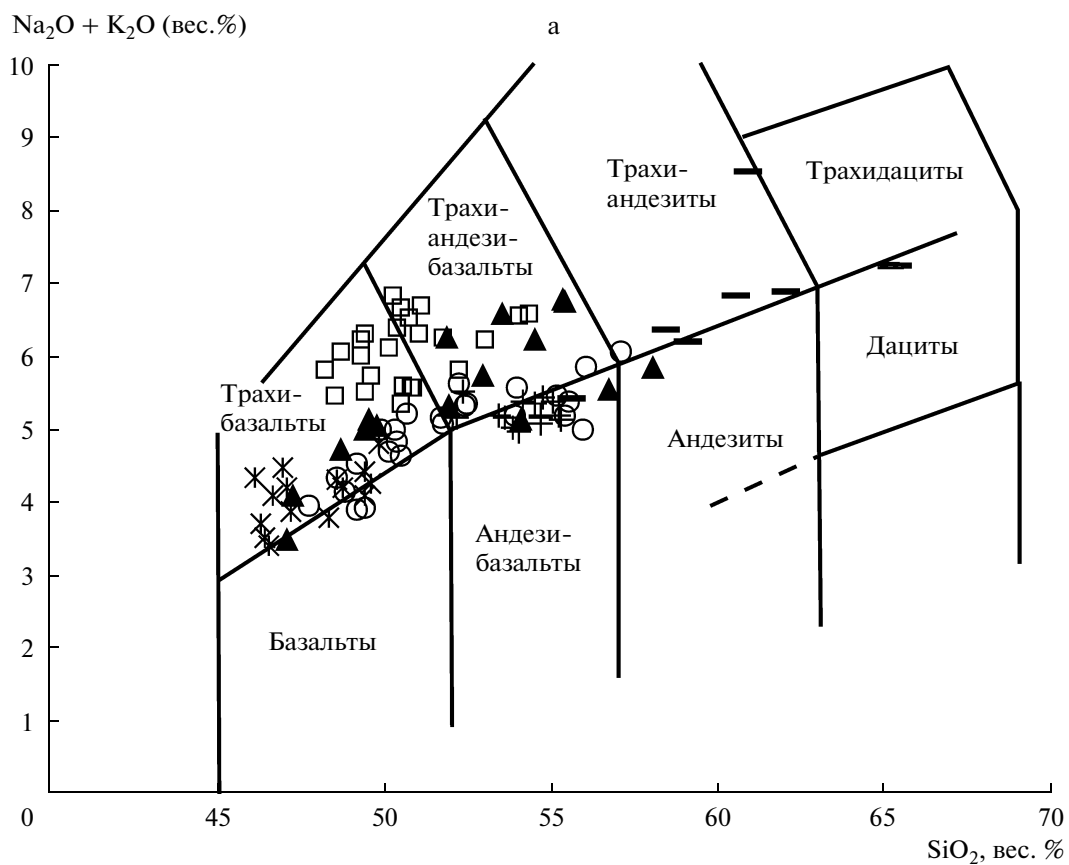
Стадия порода	Экструзивная						Ранняя стадия ареального вулканизма							
	таб	та	та	та	та	тп	тб	тб	тб	тб	тб	тб	га	тб
№ обр.	К-40-05	5-160-1	К-39	44-05	5-160	5-152	53-05	53-05а	52-05	2745	2747	49057	57-05	49058
№№ п/п	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28
SiO ₂	55.48	57.90	60.15	60.47	60.84	61.95	46.26	46.26	46.42	46.52	47.16	48.59	49.40	49.56
TiO ₂	0.98	0.73	0.47	0.61	0.76	0.42	1.24	1.24	1.26	1.43	1.73	1.44	1.37	1.40
Al ₂ O ₃	18.43	18.31	18.46	17.97	17.89	17.89	17.70	17.70	17.90	18.21	17.63	17.24	16.95	17.72
Fe ₂ O ₃	3.29	4.05	2.42	5.57	4.26	4.75	6.28	6.28	4.75	3.65	4.83	5.63	4.86	5.16
FeO	3.95	2.69	3.41	0.36	1.08	0.22	5.03	5.03	6.59	7.18	6.11	4.49	5.21	4.85
MnO	0.12	0.16	0.20	0.14	0.15	0.18	0.18	0.18	0.19	0.17	0.16	0.16	0.16	0.16
MgO	3.59	2.54	1.72	1.71	1.64	1.43	6.86	6.86	6.73	6.86	6.98	7.35	7.41	7.02
CaO	7.34	5.96	5.04	4.64	4.14	4.73	12.06	12.06	12.17	11.46	10.79	9.82	9.49	9.39
N ₂ O	3.67	4.06	4.17	4.31	4.47	4.10	2.66	2.66	2.64	2.50	2.99	3.22	3.36	3.12
K ₂ O	1.73	2.66	2.71	2.54	4.09	2.81	1.06	1.06	0.91	0.94	0.90	1.11	1.10	1.17
P ₂ O ₅	0.29	0.39	0.29	0.33	0.44	0.26	0.35	0.35	0.31	0.27	0.27	0.31	0.35	0.35
LOI	0.93	0.53	0.94	1.38	0.27	1.14	0.39	0.39	0.14	0.55	0.35	0.48	0.51	0.07
Сумма	99.81	99.97	99.97	100.03	100.02	99.87	100.07	100.07	100.00	99.73	99.89	99.85	100.17	99.96
Cs	0.53	1.06	0.72	0.82	1.70	0.99	0.44	0.25	0.56	0.35	0.23	0.26	0.25	0.14
Rb	30	59	49	61	98	57	27	17	30	18	12	15	18	17
Ba	494	784	760	866	1159	885	436	441	479	146	208	231	265	274
Th	2.55	2.16	1.70	2.06	3.84	2.41	0.81	0.83	0.79	0.52	0.70	0.99	1.07	1.02
U	0.94	1.59	1.13	1.29	2.84	1.55	0.41	0.45	0.41	0.32	0.26	0.42	0.42	0.42
Nb	9.16	4.9	5.14	4.7	10.2	5.4	4.6	3.6	4.4	6.2	9.2	9.4	8.7	10.3
Ta	0.59	0.33	0.33	0.33	0.67	0.39	0.36	0.20	0.31	0.37	0.52	0.48	0.51	0.61
La	17.04	15.24	15.27	15.89	23.26	16.30	9.56	8.61	8.76	9.79	9.88	15.35	14.38	15.15
Ce	35.67	34.80	35.67	36.20	53.49	36.75	25.28	22.26	22.97	24.71	25.10	32.51	32.35	34.20
Pb	4.86	7.4	7.64	6.4	10.8	8.0	2.0	1.8	2.1	1.1	1.4	2.4	2.3	2.3
Pr	4.60	4.73	4.69	4.78	7.89	4.83	3.72	3.23	3.41	3.45	3.68	4.19	4.29	4.52
Sr	668	667	692	612	500	678	634	580	646	566	512	512	535	540
P	1275	1690	1258	1450	1913	1131	1546	1546	1341	1157	1188	1371	1528	1507
Nd	18.78	20.66	19.66	20.26	33.01	20.57	16.98	14.55	16.37	15.78	16.70	17.17	18.19	19.04
Zr	152	150		152	225	157	83	71	74	97	103	129	115	133
Hf	3.54	3.17		3.28	5.15	3.38	2.14	1.93	2.15	2.48	2.70	3.03	2.74	3.28
Sm	4.11	4.42	4.15	4.45	6.82	4.39	4.65	4.19	4.35	4.01	4.01	4.23	4.18	4.45
Eu	1.25	1.38	1.30	1.37	1.68	1.37	1.51	1.42	1.45	1.31	1.35	1.38	1.33	1.44
Gd	3.71	4.03	3.71	4.10	6.64	3.96	4.24	4.08	4.39	4.04	4.09	4.17	3.94	4.16
Ti	5892	4341	2796	3659	4533	2521	7419	7419	7563	8569	10353	8641	8228	8377
Tb	0.57	0.60	0.56	0.64	0.87	0.60	0.63	0.62	0.65	0.61	0.66	0.63	0.59	0.65
Dy	3.47	3.57	3.35	3.74	6.15	3.41	3.62	3.59	3.73	3.78	3.97	3.76	3.51	3.94
Y	17.96	23	17.94	22	29	19	19	18	18	20	21	21	19	21
Ho	0.71	0.73	0.66	0.75	1.23	0.70	0.69	0.66	0.71	0.77	0.81	0.77	0.72	0.80
Er	1.90	1.96	1.80	2.05	3.55	1.88	1.85	1.80	1.87	2.13	2.19	2.09	1.97	2.16
Tm	0.28	0.28	0.27	0.31	0.51	0.28	0.27	0.26	0.28	0.32	0.32	0.30	0.29	0.32
Yb	1.78	1.84	1.68	1.94	3.42	1.76	1.72	1.71	1.79	1.98	1.99	1.90	1.90	2.02
Lu	0.27	0.28	0.26	0.30	0.52	0.27	0.26	0.26	0.27	0.30	0.29	0.27	0.29	0.30

Таблица 1. Продолжение

Стадия	Ранняя стадия ареального вулканизма													
	га	га	га	тб	га	га	га	га	га	га	га	га	га	мж
№ обр.	5-155	49067	2614	2616	49071	49065	Г-5-162	ПП-2751	ПП-2752	ПП-2753	ПП-274	5-152-1	49070	Г-5-153
№№ п/п	29	30	31	32	33	34	35	36	37	38	39	40	41	42
SO ₂	48.51	48.69	49.26	49.26	49.38	49.41	49.56	50.24	50.50	50.73	50.86	51.02	51.05	52.99
TiO ₂	1.89	1.94	1.98	1.98	1.90	1.68	1.69	1.89	1.88	1.90	1.64	1.69	1.57	1.41
Al ₂ O ₃	17.54	18.73	17.88	18.46	19.14	18.60	17.65	18.79	18.88	18.74	17.76	17.94	18.63	17.30
Fe ₂ O ₃	4.63	5.86	4.25	4.39	3.80	2.63	4.35	6.19	5.02	4.89	5.11	4.66	4.76	4.25
FeO	5.21	4.67	5.57	5.39	6.47	7.18	5.56	4.13	5.21	5.21	4.67	4.31	5.03	3.95
MnO	0.15	0.15	0.15	0.15	0.16	0.16	0.15	0.16	0.16	0.16	0.16	0.15	0.17	0.14
MgO	6.22	4.87	5.82	5.34	4.48	5.20	6.39	3,94	3.85	3.98	5.19	4.59	3.86	5.14
CaO	9.60	8.15	8.03	8.03	7.57	8.83	8.22	6.94	6.97	7.01	7.92	8.24	7.16	7.76
Na ₂ O	4.08	4.36	4.09	4.17	4.61	4.10	4.10	4.92	4.88	4.74	3.99	4.35	4.81	4.26
K ₂ O	1.37	1.73	1.96	2.08	1.73	1.43	1.67	1.78	1.81	1.82	1.60	1.98	1.91	2.00
P ₂ O ₅	0.54	0.54	0.49	0.48	0.41	0.35	0.51	0.43	0.42	0.43	0.36	0.58	0.53	0.41
LOI	0.28	0.18	0.16	0.28	0.43	0.25	0.22	0.51	0.47	0.16	0.37	0.42	0.40	0.49
Сумма	100.00	99.86	100.12	100.01	100.08	99.83	100.07	100.19	100.11	99.75	99.61	99.92	99.87	100.10
Cs	0.67	0.28	0.31	0.43	0.83	0.50	0.29	0.51	0.52	0.70	0.34	1.00	0.61	0.68
Rb	33	24	27	23	30	20	20	31	29	33	23	42	29	39
Ba	501	607	522	484	331	324	345	444	422	362	338	645	379	584
Th	2.41	1.05	1.13	0.84	1.45	1.48	1.69	2.17	1.91	1.92	1.67	3.39	1.61	4.66
U	0.90	0.37	0.48	0.34	0.60	0.49	0.68	0.81	0.70	0.74	0.69	1.44	0.72	1.65
Nb	18.9	17.7	17.2	13.9	18.4	14.8	23.3	26.3	23.6	22.7	14.8	26.5	18.0	23.6
Ta	1.09	1.04	0.97	0.84	1.01	0.88	1.31	1.39	1.31	1.24	0.80	1.37	0.94	1.44
La	25.15	20.02	23.08	16.54	19.99	16.41	19.45	20.10	19.00	19.60	17.21	30.69	19.10	27.29
Ce	56.66	48.56	54.16	39.75	44.70	37.62	43.51	46.00	43.60	43.89	40.10	64.56	45.18	56.94
Pb	3.3	2.6	2.4	2.4	2.4	2.6	2.6	2.1	2.1	3.6	2.9	6.5	2.9	6.1
Pr	7.10	6.85	7.03	5.44	5.63	4.76	5.62	6.07	5.53	5.51	5.20	7.92	5.90	7.17
Sr	799	830	699	756	810	653	701	757	735	855	657	844	718	616
P	2336	2341	2127	2100	1808	1546	2223	1869	1812	1860	1550	2546	2297	1803
Nd	29.30	29.57	28.94	23.18	23.04	19.67	23.14	24.99	23.47	22.25	21.96	31.44	25.40	28.09
Zr	208	191	182	162	153	121	182	177	163	174	133	263	187	231
Hf	4.57	4.47	4.42	4.04	3.46	2.98	4.01	4.04	3.64	3.76	2.69	5.36	3.79	4.84
Sm	6.17	6.51	6.07	5.56	4.76	4.35	5.20	5.25	4.97	5.04	4.77	6.49	5.64	5.53
Eu	1.88	2.00	1.87	1.72	1.52	1.39	1.64	1.69	1.53	1.58	1.52	1.88	1.77	1.68
Gd	5.37	5.54	5.22	4.97	4.48	4.14	4.72	4.70	4.34	4.45	4.40	5.18	5.21	5.45
Ti	11287	11605	11826	11850	11353	10042	10126	11293	11251	11353	9802	10096	9377	8449
Tb	0.79	0.84	0.78	0.74	0.67	0.66	0.71	0.70	0.65	0.70	0.67	0.79	0.81	0.82
Dy	4.50	5.04	4.61	4.29	4.03	3.92	4.08	4.45	4.04	4.18	4.00	4.78	4.64	5.06
Y	25	28	25	20	22	20	20	25	22	23	20	26	23	22
Ho	0.86	0.99	0.91	0.81	0.79	0.78	0.79	0.89	0.80	0.85	0.78	0.97	0.89	1.01
Er	2.25	2.65	2.43	2.09	2.12	2.06	2.04	2.47	2.23	2.25	2.06	2.69	2.40	2.70
Tm	0.32	0.39	0.34	0.30	0.30	0.30	0.30	0.37	0.33	0.32	0.29	0.39	0.35	0.39
Yb	1.98	2.48	2.15	1.81	1.95	1.90	1.89	2.37	2.12	2.01	1.84	2.50	2.16	2.57
Lu	0.30	0.36	0.33	0.27	0.31	0.29	0.29	0.34	0.32	0.30	0.28	0.38	0.33	0.38

Таблица 1. Окончание

Стадия	Средняя стадия ареального вулканизма				Поздняя стадия ареального вулканизма											
	мж	аб	аб	аб	тб	тб	тб	га	га	га	тб	мж	мж	мж	аб	
№ обр.	Г-5-154	к-41-05	49064	Г-5-138	К-48-05	49061	49060	К-43-05	пп 2627	Г-5-158	49055	G5-163	49051	П-2602	П-2608	
№№ п/п	43	44	45	46	47	48	49	50	51	52	53	54	55	56	57	
SiO ₂	54.29	54.52	55.00	55.26	47.09	47.27	48.71	49.51	49.75	51.86	51.92	52.27	52.93	55.41	56.73	
TiO ₂	1.32	1.21	1.14	1.24	1.15	1.48	1.48	1.47	1.49	1.56	1.24	1.18	1.17	1.08	1.36	
Al ₂ O ₃	17.42	17.43	17.22	17.13	16.20	18.64	18.65	17.48	17.83	18.34	17.77	17.43	16.93	17.61	18.00	
Fe ₂ O ₃	4.98	2.85	2.57	3.05	5.13	2.76	4.57	4.46	4.80	5.23	2.55	3.86	4.76	2.81	3.30	
FeO	2.87	5.21	5.21	4.85	5.39	7.72	5.75	5.39	5.21	4.67	6.29	5.21	3.95	4.85	4.31	
MnO	0.15	0.13	0.13	0.13	0.17	0.17	0.16	0.16	0.17	0.17	0.16	0.15	0.16	0.15	0.11	
MgO	4.35	4.62	4.72	4.82	9.05	6.31	5.59	6.86	6.62	4.02	5.45	5.51	5.46	3.95	2.97	
CaO	7.27	7.45	7.45	7.48	11.58	10.93	9.80	8.60	8.43	7.07	8.72	8.03	8.21	6.57	6.43	
Na ₂ O	4.49	3.79	3.90	3.61	2.49	2.98	3.37	3.71	3.62	4.54	3.57	3.99	3.94	4.59	4.28	
K ₂ O	2.13	1.59	1.50	1.48	1.02	1.14	1.38	1.44	1.47	1.74	1.78	1.86	1.82	2.18	1.28	
P ₂ O ₅	0.39	0.43	0.41	0.41	0.32	0.29	0.36	0.47	0.52	0.52	0.27	0.26	0.27	0.32	0.31	
LOI	0.44	0.44	0.66	0.44	0.41	0.37	0.22	0.24	0.27	0.41	0.37	0.41	0.43	0.18	0.49	
Сумма	100.10	99.66	100.03	99.90	100.00	100.05	100.05	99.79	100.16	100.12	100.10	100.16	100.02	99.70	99.57	
Cs	0.75	0.36	0.38	0.29	0.43	0.44	0.33	0.51	0.47	0.76	0.38	0.86	0.97	0.84	0.30	
Rb	43	20	27	21	23	24	28	24	26	27	32	30	38	39	18	
Ba	618	443	476	583	472	181	293	348	388	375	319	338	416	501	343	
Th	4.77	2.06	2.66	2.21	1.99	0.68	1.07	1.09	1.31	1.45	2.02	2.86	2.82	3.22	1.87	
U	1.87	0.68	0.88	0.78	0.45	0.39	0.53	0.45	0.59	0.64	0.81	0.97	0.96	1.17	0.57	
Nb	23.9	13.0	14.7	12.2	5.5	7.7	11.3	13.9	15.3	16.8	12.5	13.79	16.9	19.6	12.9	
Ta	1.49	0.74	0.77	0.74	0.33	0.43	0.59	0.82	0.76	0.95	0.71	0.84	1.06	1.17	0.83	
La	28.89	18.37	21.86	21.67	10.20	11.37	13.69	17.27	20.91	18.51	17.92	18.60	24.39	26.19	20.84	
Ce	58.99	43.73	47.91	48.87	26.31	27.97	33.01	41.61	44.26	41.77	37.62	39.61	50.32	55.38	42.81	
Pb	6.8	4.4	4.5	5.7	2.3	1.4	2.5	2.6	3.1	2.6	2.5	3.20	2.8	3.6	3.5	
Pr	7.19	5.68	6.12	6.73	3.83	3.97	4.55	5.42	5.83	5.59	4.78	5.09	5.92	6.63	5.17	
Sr	603	607	536	595	556	618	586	611	620	705	453	396	414	428	570	
P	1707	1869	1777	1795	1406	1279	1563	2039	2249	2262	1166	1153	1179	1415	1371	
Nd	29.06	24.47	23.53	27.55	17.48	17.80	20.13	23.02	22.61	23.84	19.00	20.46	23.16	25.66	21.28	
Zr	244	165	190	179	86	114	134	158	169	178	158	67	190	212	171	
Hf	4.72	3.58	4.34	3.94	2.63	2.46	3.42	3.49	3.33	3.52	3.51	3.40	3.70	4.76	4.59	
Sm	5.64	5.02	4.88	5.67	4.34	4.60	4.59	5.06	5.35	5.53	4.37	4.31	4.56	4.89	4.48	
Eu	1.70	1.59	1.49	1.70	1.45	1.50	1.50	1.62	1.67	1.70	1.42	1.39	1.38	1.53	1.43	
Gd	5.42	4.79	4.39	5.57	4.56	4.42	4.57	4.52	4.96	4.91	4.04	4.06	3.99	4.40	4.08	
Ti	7898	7257	6844	7437	6868	8868	8880	8820	8892	9329	7443	7078	7024	6443	8138	
Tb	0.80	0.72	0.64	0.72	0.69	0.69	0.70	0.71	0.77	0.75	0.64	0.62	0.59	0.66	0.60	
Dy	5.03	4.36	3.81	5.03	4.08	4.12	4.29	4.18	4.34	4.47	3.80	3.85	3.58	3.81	3.51	
Y	22	18	20	21	19	21	21	21	25	23	20	21	23	20	19	
Ho	0.98	0.80	0.76	0.90	0.89	0.82	0.83	0.84	0.87	0.86	0.75	0.76	0.75	0.76	0.68	
Er	2.69	2.18	2.11	2.54	2.54	2.17	2.17	2.29	2.26	2.26	2.05	2.07	2.11	2.16	1.84	
Tm	0.37	0.30	0.31	0.37	0.34	0.31	0.32	0.35	0.33	0.32	0.30	0.30	0.31	0.33	0.27	
Yb	2.52	1.94	1.93	2.38	2.20	1.94	2.06	2.25	2.09	2.00	1.95	1.88	2.00	2.11	1.65	
Lu	0.38	0.27	0.29	0.36	0.31	0.29	0.31	0.33	0.30	0.30	0.30	0.29	0.30	0.31	0.24	



По типу щелочности все породы являются калиево-натриевыми ($\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} = 1.12\text{--}3.2$), за исключением одного высоконатриевого ($\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} = 3.34$) андезибазальта. Вместе с тем, образования докальдерной и экструзивной стадий характеризуются невысокими отношениями $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} = 1.12\text{--}1.8$, в то время как породы ареального вулканизма всех стадий заметно более натриевые ($\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} = 2.0\text{--}3.2$). Это обстоятельство явилось причиной применения двойной номенклатуры с выделением среди проявлений ареального вулканизма гавайитов и муджиеритов по формуле $\text{Na}_2\text{O} - 2.0 \geq \text{K}_2\text{O}$ [Классификация ..., 1997].

На диаграмме $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{SiO}_2$ (см. рис. 2а) вулканы докальдерной и экструзивной стадий образуют непрерывный тренд от трахибазальтов до трахидацитов с некоторым смещением составов пород шлаковых конусов в область андезибазальтов в интервале кремнекислотности 54–56 вес %. Трахибазальты как ранней, так и поздней стадий ареального вулканизма, на этой диаграмме занимают позицию, сходную с таковыми докальдерной стадии, однако от последних отличаются повышенными содержаниями TiO_2 и пониженными крайними значениями SiO_2 и K_2O (см. табл. 1, рис. 2б). Существенно повышенным содержанием суммарной щелочности характеризуются гавайит-муджиеритовые ассоциации средней и поздней стадий ареального вулканизма (на диаграмме рис. 2а они попадают в поля трахибазальтов и трахиандезибазальтов соответственно). В этих породах появляется нормативный нефелин, содержание которого, однако, не превышает 5–5.6%. Обособленную группу пород составляет плейстоценовая андезибазальтовая ассоциация средней стадии ареального вулканизма, которая характеризуется пониженной суммарной и калиевой щелочностью (см. рис. 2а, 2б), наличием нормативных кварца до 4% и гиперстена 17–19%. Некоторые образцы даже характеризуются наличием реальной двупироксеновой ассоциации. Сюда же попадают ранее упомянутые составы пород шлаковых конусов докальдерной стадии и часть составов андезибазальт-андезитовой ассоциации поздней стадии ареального вулканизма. В этих породах содержание нормативного гиперстена 13–16% и кварца до 6%.

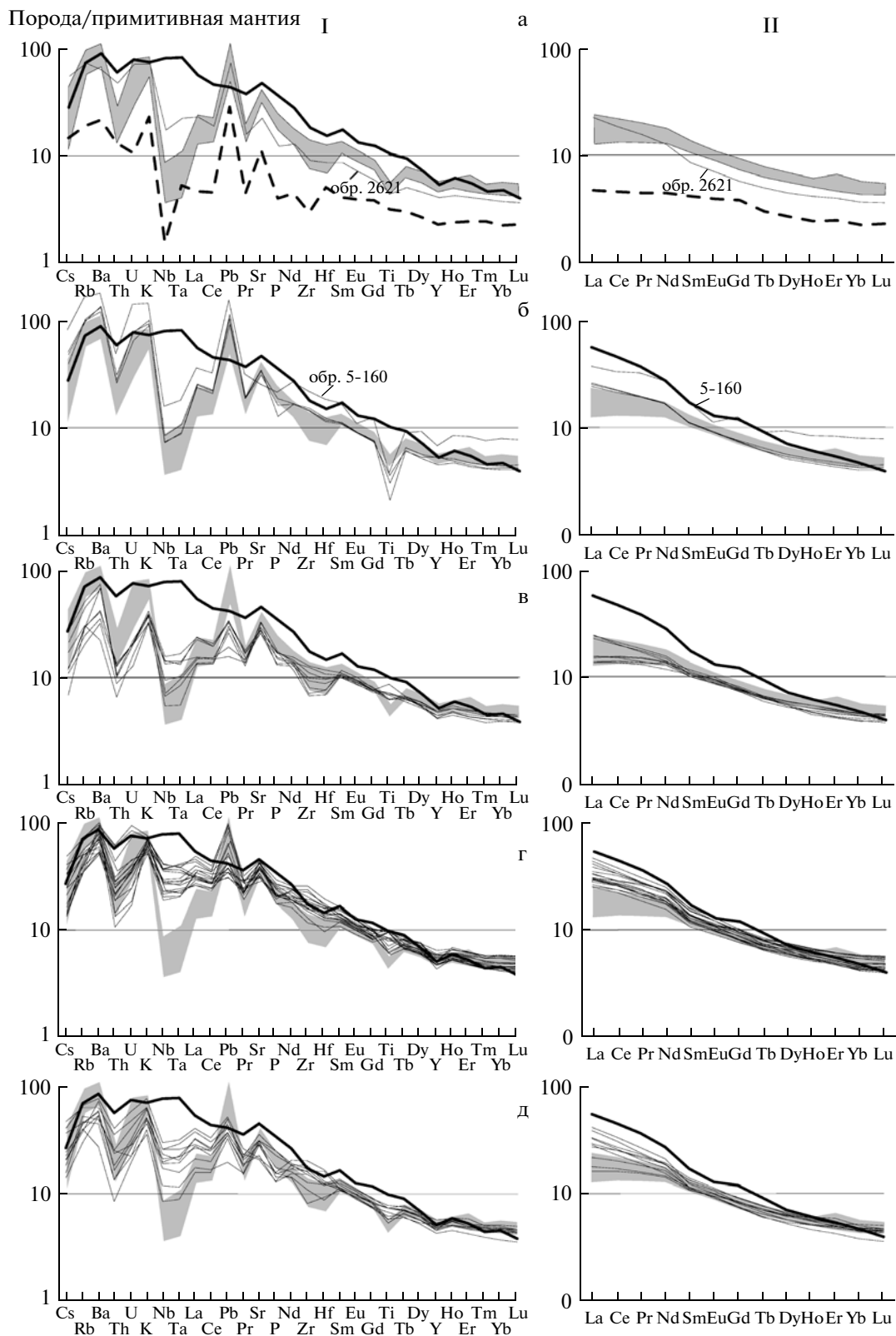
На диаграмме $\text{K}_2\text{O} - \text{SiO}_2$ (см. рис. 2б) большинство точек составов пород докальдерной и экструзивной

стадий располагаются в поле высококалиевых пород известково-щелочного типа и образуют единый тренд прямой корреляционной зависимости. В этом же поле располагаются практически все точки составов гавайит-муджиеритовой ассоциации средней стадии и значительная часть составов такой же ассоциации поздней стадии ареального вулканизма. Для некоторых составов пород из различных ассоциаций отмечается также переход в шшонит-латитовую область, но никакого генетического смысла эта особенность не несет. С другой стороны, наблюдается проявление двух четко выраженных аномальных минимумов калиевой щелочности в поле пород умереннокалиевого известково-щелочного типа. Один из них в диапазоне $\text{SiO}_2 = 53\text{--}58\%$ соответствует ранее рассмотренному минимуму суммарной щелочности (см. рис. 2а), а другой — проявился в трахибазальтах ранней и поздней стадиях ареального вулканизма. Эти аномальные области, также как и тренд обратной корреляционной зависимости для пород разной кремнекислотности средней стадии ареального вулканизма (см. рис. 2б), не укладываются в обычную схему эволюции вулканических серий, но причины их возникновения можно рассмотреть только после анализа всего аналитического материала.

Редкоэлементный состав. Как видно на рис. 3, характер распределения микрокомпонентов, в целом, и редкоземельных элементов, в частности, для всех стадий эволюции вулканического массива имеет принципиально схожую рисовку: с хорошо проявленным Nb-Ta минимумом, максимумами крупноионных литофилов и радиоактивных элементов, обогащенностью легкими и обедненностью тяжелыми редкоземельными элементами (РЗЭ). Общей особенностью спектров их распределения является: широкие вариации составов в левой части диаграмм, а на уровне Sm или Nd-Sm почти полное слияние всех кривых с хорошо выраженным минимумом Y. Тем не менее, каждая стадия эволюции массива отличается своими специфическими особенностями. В составе пород докальдерной и экструзивной стадий (см. рис. 3а, 3б) наиболее проявлены минимумы Nb, Ta, Zr, Hf и Ti и наиболее — максимумы Rb, Ba, Pb и Sr, которые обычно связываются с фракционированием плагиоклаз-содержащих парагенезисов в условиях малых глубин и высокой флюидонасыщенности. Очень слабый

Рис. 2. Соотношение $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) - \text{SiO}_2$ (а) и $\text{K}_2\text{O} - \text{SiO}_2$ (б) в породах Кекукнайского массива.

1 — трахибазальт-андезибазальтовая ассоциация докальдерной стадии; 2 — экструзивная трахиандезит-трахидацитовая ассоциация; 3 — трахибазальтовая ассоциация ранней стадии плейстоценового ареального вулканизма; 4 — гавайит-муджиеритовая (а) и андезибазальтовая (б) ассоциации средней стадии плейстоценового ареального вулканизма; 5 — трахибазальт-андезитовая и гавайит-муджиеритовые ассоциации поздней стадии ареального голоценового вулканизма. Классификационные диаграммы по [Петрографический кодекс ..., 2009] (а) и [Pescerillo, Taylor, 1976], с дополнением из [Петрология ..., 1987] (б). Римскими цифрами обозначены поля серий: низкокалиевой (I), умереннокалиевой известково-щелочной (II), высококалиевой известково-щелочной (III) и субщелочной (IV).



европиевый минимум проявлен только в одном “аномальном по составу” экструзивном трахиандезите (обр. 5–160). В составе пород докальдерной стадии (см. рис. 3а) выделяется еще один “аномальный образец” (2621). Для него характерны повышенные содержания Nb и Ta и необычайно низкие концентрации тяжелых РЗЭ, начиная от Sm. Породы ранней стадии плейстоценового ареального вулканизма отчетливо разделяются на две группы (см. рис. 3в, табл. 1). Менее кремнеземистые ($\text{SiO}_2 = 46\text{--}47\%$), менее магнезиальные, но более кальциевые трахибазальты характеризуются пониженными концентрациями легких РЗЭ (от La до Nd), Pb, Nb, Ta, Zr, Hf и обычно обогащены Ba и Sr. Более кремнеземистые составы ($\text{SiO}_2 = 48.6\text{--}49.6\%$), напротив, отличаются противоположными особенностями содержания для тех же элементов. При этом концентрации Rb, Th, U, K и Pb в трахибазальтах этой стадии ниже, чем в тех же породах докальдерной стадии, а по содержанию Nb и Ta наблюдается значительное перекрытие для пород обеих этих стадий. Гавайиты и муджиериты средней стадии ареального вулканизма характеризуются обогащением всеми элементами левой части диаграммы (см. рис. 3г-I) и легких РЗЭ (см. рис. 3г-II) по сравнению с трахибазальтами ранней стадии (см. рис. 3в). При этом концентрации элементов от Cs до K в большинстве своем не выходят за рамки содержаний в породах докальдерной стадии, а Nb, Ta и легких РЗЭ превосходят эти значения. Андезибазальты средней стадии, в отличие от муджиеритов, характеризуются меньшими содержаниями щелочей, особенно K. Отсюда и пониженные концентрации таких элементов как Cs, Rb, Th, U, легкие РЗЭ, а также Nb и Ta. Вулканиды поздней стадии ареального вулканизма имеют широкий диапазон вариаций содержания элементов как в левой части (см. рис. 3д-I) диаграммы, так и для РЗЭ (см. рис. 3д-II), повторяя в общем закономерности распределения элементов предыдущей группы (см. рис. 3г), за исключением нескольких анализов с низкими концентрациями Rb, Ba, Th, K, Nb, Ta, и Pb.

По характеру распределения микрокомпонентов на рис. 3 породы всех выделенных ассоциаций близки к островодужным вулканидам, что видно при их сравнении с составами пикробазальтов (“авачитов”) Авачинского вулкана [Колосков, 2006] и значитель-

но отличаются от подобных характеристик базанитов субвулканического тела г. Хухч [Перепелов и др., 2007б] “внутриплитного геохимического” типа. Однако при анализе некоторых индикаторных диаграмм (рис. 4) начинают проявляться существенные “неостроводужные” признаки в составах рассматриваемых вулканидов. Наиболее показательными в этом отношении являются диаграммы Nb-K и Ta-K, которые обладают хорошими дискриминантными возможностями, так как здесь наиболее флюидомобильный компонент (K) противопоставляется наименее мобильным (Nb, Ta) и четко различаются поля базальтоидов, имеющих различное геодинамическое положение. На диаграммах (см. рис. 4а, 4б) точки составов пород Кекукнайского массива образуют две совокупности. Трахибазальт-трахиандезитовая серия докальдерной и трахиандезитовая-трахидацитовая экструзивной стадий образуют один ряд, который целиком укладывается в поле островодужных вулканидов. Породы ареального вулканизма составляют второй ряд, причем трахибазальты ранней плейстоценовой стадии располагаются в том же островодужном поле (от предыдущей группы они отличаются только значительно низким содержанием калия), а породы гавайит-муджиеритового и андезибазальтового состава средней стадии целиком выходят за его пределы и в значительной степени приближены к полю гавайских вулканидов (компонент OIB-типа базальтов океанических островов), но не заходят в него. Базальтоиды поздней, голоценовой стадии отличаются значительным разбросом составов, располагаясь как внутри поля островодужных пород, так и за его пределами. Важно подчеркнуть, что поле составов MORB (базальтов срединно-океанического хребта) Тихого океана на диаграммах располагается в стороне от значений для вулканидов Кекукнайского массива, что исключает возможность участия этого компонента в петрогенезисе рассматриваемых пород. На диаграмме Nb-K, помимо авторских данных, нанесены составы базальтов рассматриваемого района, взятые из работы [Volynets et al., 2010]. Как видно на этой диаграмме, наблюдается хорошая сходимость результатов, полученных в разных лабораториях.

Диаграмма $(\text{La}/\text{Yb})_n\text{-K}$ менее информативна (см. рис. 4в), поскольку на ней противопоставлены

Рис. 3. Мультикомпонентная диаграмма распределения элементов (I) и график нормированных содержаний РЗЭ (II) в породах Кекукнайского массива.

а — трахибазальт-андезибазальтовая ассоциация докальдерной стадии; б — экструзивная трахиандезит-трахидацитовая ассоциация; в — трахибазальтовая ассоциация ранней стадии плейстоценового ареального вулканизма; г — гавайит-муджиеритовая и андезибазальтовая ассоциации средней стадии плейстоценового ареального вулканизма; д — трахибазальт-андезитовая и гавайит-муджиеритовые ассоциации поздней стадии ареального (голоценового) вулканизма. Темным фоном на всех диаграммах выделена область составов пород докальдерной стадии, утолщенной сплошной линией нанесен средний состав базанитов г. Хухч [Перепелов и др., 2007б], пунктирной — пикробазальтов Авачинского вулкана [Колосков, 2006]. Пояснения в тексте. Содержания элементов в породах нормированы на их концентрации в пиrolите (примитивная мантия) по [Sun, McDonoug, 1989].

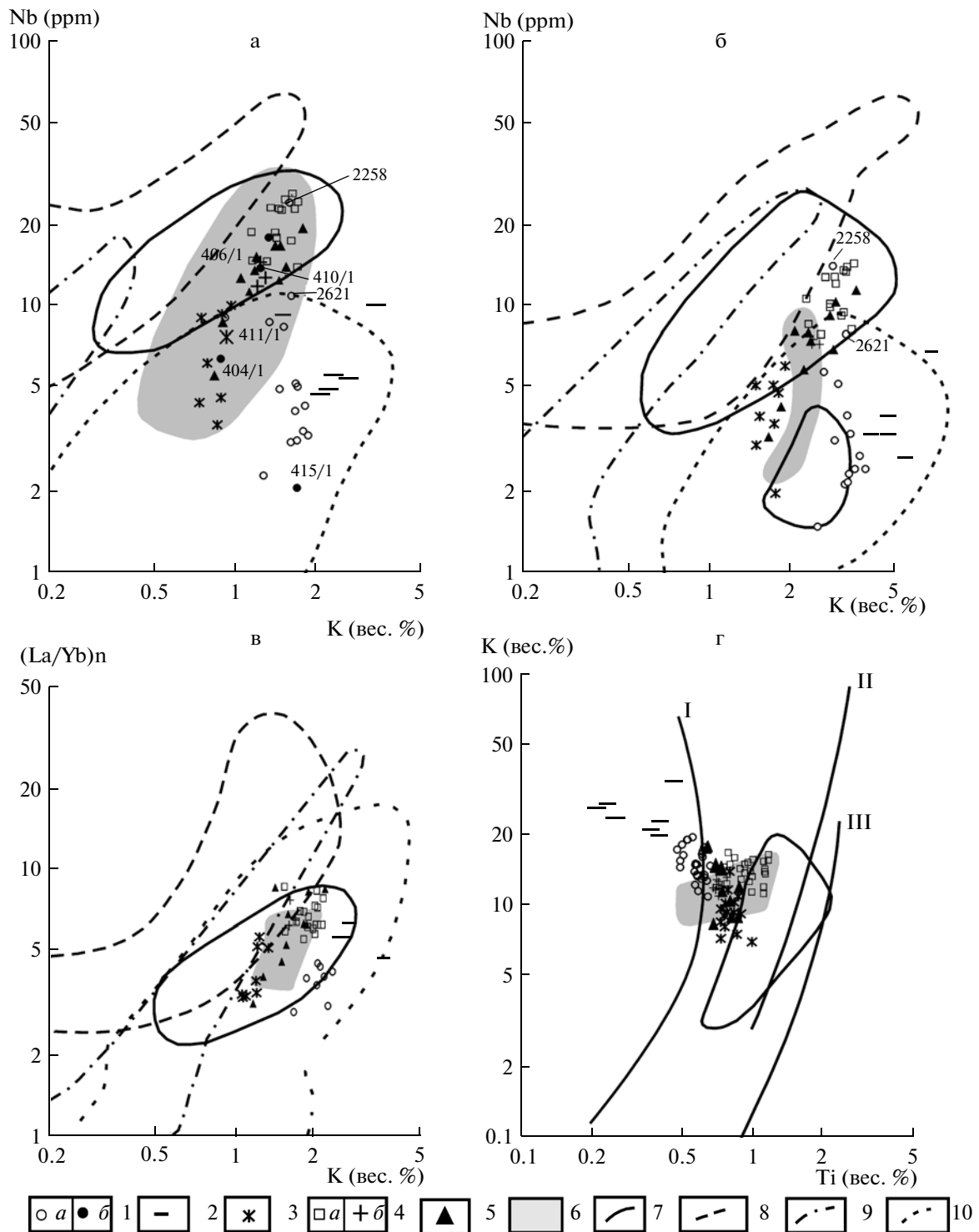


Рис. 4. Соотношение Nb–K, Ta–K, (La/Yb)_n–K и K–Ti в породах Кекукнайского массива.

1–5 – то же, что и на рис. 2. (1а – данные из табл. 1, 1б – из работы [Volynets et al., 2010]);

6 – поле составов плато-базальтов внутриплитного геохимического типа районов вулканов Ичинский и Бакенинг. Контурами выделены поля: составов базальтов “Каламбия ривер” (7), гавайских вулканитов (8), N-MORB (9), базальтоидов островных дуг (10).

I–III – обобщенные тренды эволюции составов базальтов: геосинклинального (I), континентального рифтогенного (II) и океанического рифтогенного (III), по [Лутц, 1980]. Пояснения в тексте. Для построения полей использованы материалы [Smith, 1992; Hooper, Hawkesworth, 1993; Колосков, 1999, 2006].

компоненты почти одинаково мобильные во флюидном потоке, а отсюда — значительное перекрытие всех полей, а также иногда ошибочное заключение об участии, например, источника “MORB-типа” в составе островодужных вулкаников. Но и здесь выделяются те же два ряда пород, которые располагаются либо в поле островодужных составов, либо в области перекрытия полей.

На диаграмме К—Ti (см. рис. 4г) трахибазальты докальдерной стадии располагаются вдоль тренда геосинклинальных (островодужных) базальтов. С переходом к трахиандезитам этой стадии и экструзивным трахиандезитам и трахидацитам фигуративные точки смещаются в сторону понижения титанистости. Базальты ареального типа обогащены титаном и их точки перемещаются в сторону тренда континентальных рифтов, но не доходят до него. Это свидетельствует, по-видимому, о начавшемся рифтогенезе в рассматриваемом регионе.

Следует отметить, что на всех диаграммах наблюдается совмещение (полное или частичное) точек составов ареального вулканизма с полями вулкаников внутриплитного геохимического типа, выделенных при изучении плато-базальтов районов вулканов Ичинский и Бакенинг [Колосков, 2006], а также с полями базальтов района “Каламбия ривер”, который являются типичным примером континентальных плато-базальтов в задуговом вулканическом бассейне [Hooper, Hawkesworth, 1993; Smith, 1992].

Изотопные характеристики. Изотопный состав пород Кекукнайского массива варьирует незначительно (табл. 2) с перекрытием для большинства стадий его развития и существенно отличается от подобных характеристик для миоценовых базанитов “внутриплитного геохимического” типа. К этому следует добавить, что определенный ранее [Волынец и др., 1995] изотопный состав Sr в базальтах Дола Геологов (зона ареального вулканизма Кекукнайского массива) меняется в пределах $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.703113\text{--}0.70337$, что практически не выходит за рамки представленных в табл. 2 значений. Это весьма важные замечания, свидетельствующие о том, что породы Кекукнайского массива мало затронуты вторичными изменениями и их эволюция связана с развитием единой изотопной системы.

ОБСУЖДЕНИЕ МАТЕРИАЛОВ

Вероятно, одним из кардинальных моментов, с которого необходимо начать обсуждение полученных материалов, является вопрос совмещения островодужного и внутриплитного геохимических типов при возможной конвергентности проявления соответствующих признаков в нетипичной геодинамической обстановке. В работе [Волынец и др., 1986] субщелочные базальты-андезитобазальты вулкана Кекукнайский отнесены к высококалийевой из-

вестково-щелочной серии (ВКИЩ) с островодужными особенностями распределения РЗЭ. К внутриплитному типу в этой работе были отнесены только калиевые щелочные породы Западной Камчатки. В более поздних публикациях [Волынец и др., 1995; Volynets, 1994] базальты Дола Геологов рассматривались как внутриплитный геохимический тип, образование которого моделировалось с участием мантийных плюмов. Происхождение вулкаников с островодужными признаками при этом рассматривалось в рамках субдукционной модели. Наконец, в одной из последних работ [Volynets et al., 2010] породы Кекукнайского “моногонного поля” (ареального вулканизма) были рассмотрены в составе высококалийевой серии базальтов с внутриплитными признаками. Происхождение их трактовалось на основе субдукционной модели с участием трех компонентов: источника MORB-типа, обогащенного мантийного источника и флюидов из поддвигаемой океанической плиты.

Анализ диаграмм на рис. 4 свидетельствует о наличии в составе пород Кекукнайского массива двух геохимических типов: островодужного и внутриплитного. Островодужные вулканики по главным интеграционным признакам (см. рис. 4а, 4б) настолько отделены от поля MORB, что это исключает участие упомянутого источника в их петрогенезисе, а внутриплитные вулканики, напротив, приближены к полю OIB, но отличаются большей калиевой щелочностью. Это может свидетельствовать об участии в происхождении соответствующих исходных расплавов метасоматически обогащенного мантийного резервуара гавайского типа.

Рассмотрим, как осуществляется переход между этими геохимическими типами пород в ходе эволюции Кекукнайской вулкано-структуры.

Как показано на мультикомпонентной диаграмме и на графике содержаний РЗЭ (см. рис. 3), основные отличия вулкаников различных стадий эволюции Кекукнайского массива определяются, главным образом, составом и концентрацией флюидомобильных элементов (в том числе и легких РЗЭ). Особенно наглядно эти особенности представлены на графиках соотношения флюидомобильных элементов относительно немобильного компонента во флюидной фазе (рис. 5). Индикаторные возможности диаграммы $\text{Yb}_n\text{--Ce}_n$ подробно были рассмотрены при анализе составов позднемиоценовых-палеоценовых магматических комплексов Центральной Камчатки [Колосков и др., 2009]. Коррелятивное накопление обоих компонентов на диаграмме контролируется процессами фракционной кристаллизации согласно тренду фракционирования пород известнякового Скергаардского массива [McBirney, 2002]. Точки составов пород Кекукнайского массива в общем плане образуют поле, вытянутое в сторону флюидо-

Таблица 2. Изотопный состав представительных образцов Кекунайского массива и г. Хухч

№№ п/п	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
№ обр.	пп-2258	пп-2735	415-1*	К-44-05	К-57-05	К-53-05	пп 2614	406-1*	410-1*	пп-2265
стадия	локальдерная			экструзивная	ранняя стадия ареального вулканизма		средняя стадия ареального вулканизма	поздняя стадия ареального вулканизма		Г. Хухч**
порода	гавайит	трахи- базальт	трахи- базальт	трахи- андезит	гавайит	трахи- базальт	гавайит	гавайит	гавайит	базанит
Rb, ppm	0.703195	0.703227	0.703352	42.5	12.8	17.3	0.703407	0.703106	0.703219	0.703060
Sr, ppm				512.0	440.0	522.8				
87Rb/86Sr				0.2403	0.0842	0.0957				
87Sr/86Sr				0.703224	0.703284	0.703310				
Sm, ppm				4.24	4.34	4.08				
Nd, ppm				19.42	18.84	15.30				
¹⁴⁷ Sm/ ¹⁴⁴ Nd				0.1319	0.1385	0.1611				
¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd	0.513015	0.513095	0.513107	0.513114	0.513044	0.513055	0.513053	0.513036	0.513018	0.513106
²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	18.188	18.177	18.208	18.198	18.114	18.158	18.172	18.112	18.1	18.206
²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁴ Pb	15.488	15.425	15.452	15.457	15.438	15.439	15.476	15.417	15.447	15.461
²⁰⁸ Pb/ ²⁰⁴ Pb	37.879	37.573	37.724	37.787	37.761	37.724	37.82	37.676	37.808	37.745

Примечание. * данные из работы [Volynets et al., 2010]; ** г. Хухч – субвулканическое тело базанитов плиоценового возраста (Западная Камчатка), неопубликованные данные А.Б. Перепелова, датировка из работы [Volynets et al., 2010].

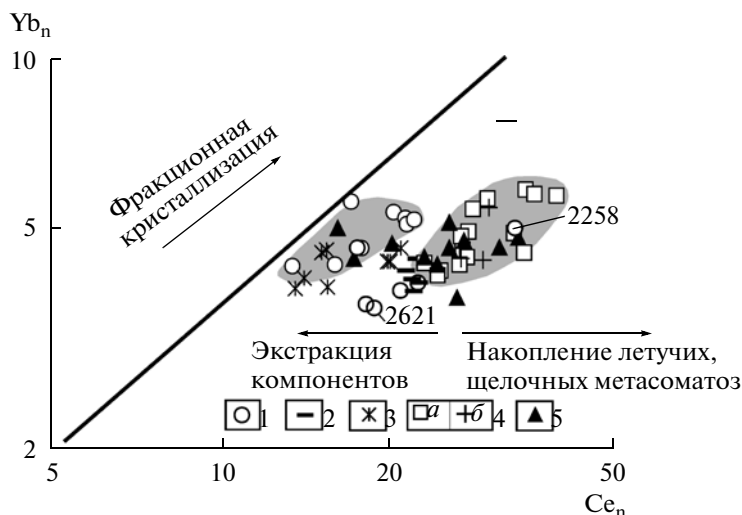


Рис. 5. Соотношение $Yb_n - Ce_n$ в породах Кекукнайского массива.

1–5 – то же, что и на рис. 2. Линия фракционной кристаллизации проведена в соответствии с данными по породам Скергаардского массива [McBirney, 2002]. Содержания элементов в породах (ppm) нормированы на их концентрации в пиrolите (примитивная мантия) по [Sun, McDonoug, 1989]. Выделены поля, где в составе пород проявлена фракционная кристаллизация (стрелками показано направление предполагаемого изменения составов). Объяснения в тексте.

мобильного Ce , что соответствует попаданию их в область метасоматически измененных глубинных ксенолитов шпинелевых перидотитов [Колосков и др., 2009], при слабом возрастании Yb , накапливающегося в основном в ходе процессов фракционирования (или изменения степени селективного плавления). Следовательно, можно предположить, что основным механизмом, регулирующим изменение составов пород разных стадий эволюции Кекукнайского массива, является динамика флюидной фазы, дополняемая фракционной кристаллизацией внутри отдельных стадий.

Используя содержание иттербия в породах, в качестве показателя степени фракционирования (продвинутой в эволюционном ряду), были построены обобщенные диаграммы поведения относительно немобильных во флюидной фазе элементов Ti и Nb (рис. 6) и легко переносимых флюидами компонентов (Pb , Rb , Ba , Th , K и Sr) (рис. 7) в ходе эволюции рассматриваемой флюидно-магматической системы. Докальдерная и экструзивная стадии развития этой системы сопровождаются последовательным накоплением всех флюидомобильных компонентов (K , Rb , Ba , Pb , Th), а также легких РЗЭ, некоторых высокозарядных элементов (Nb , Zr , Hf) на фоне возрастания кремнекислотности пород (см. рис. 6-I, 6-II, 7-I, 7-II, табл. 1) и, вероятно, общей водонасыщенности расплавов как в результате дополнительного привноса флюидов, так и фракционной дифференциации. Содержание Ti при этом уменьшается (см. рис. 6a-I, 6a-II), что объясняется ранним фракционированием титаномагне-

титов, в тоже время Sr (см. рис. 7e-I, 7e-II) ведет себя стабильно, поскольку этот элемент менее флюидомобильен, а фракционирование клинопироксена и плагиоклаза компенсируется увеличением роли полевых шпатов в матриксе породы.

В какой-то момент достигается некоторое критическое накопление летучих, после чего система “взрывается”. Вместе с отделением летучих происходит и удаление многих флюидомобильных компонентов (флюидная экстракция), что отражено в составе пород ранней стадии ареального вулканизма (см. рис. 7-III, табл. 1). Здесь наблюдаются резко пониженные концентрации всех флюидомобильных элементов (K , Rb , Ba , Pb , Th , легких РЗЭ), практически не меняются содержания “пассивного” Sr , а концентрации высокозарядных элементов (Nb , Ta , Ti , Hf) либо остаются на прежнем уровне, либо возрастают, возможно, как следствие перехода от окислительной к восстановительной обстановке в системе (вместо титано-магнетитов здесь первыми выделяются хром-глиноземистые шпинели). Особенно четко проявлен калиевый минимум (см. рис. 7д-III), который мы уже наблюдали при анализе диаграммы $K_2O - SiO_2$ (см. рис. 2б) в диапазоне $SiO_2 = 46 - 50$ вес. %. Интересно поведение Zr (см. табл. 1), содержание которого также понижено, что связано, вероятно, с его большим “сродством” с кремнеземом, так как здесь изменение составов происходит на фоне резкого понижения кремнекислотности пород.

Средняя стадия ареального вулканизма отражает новый этап эволюции флюидно-магматической си-

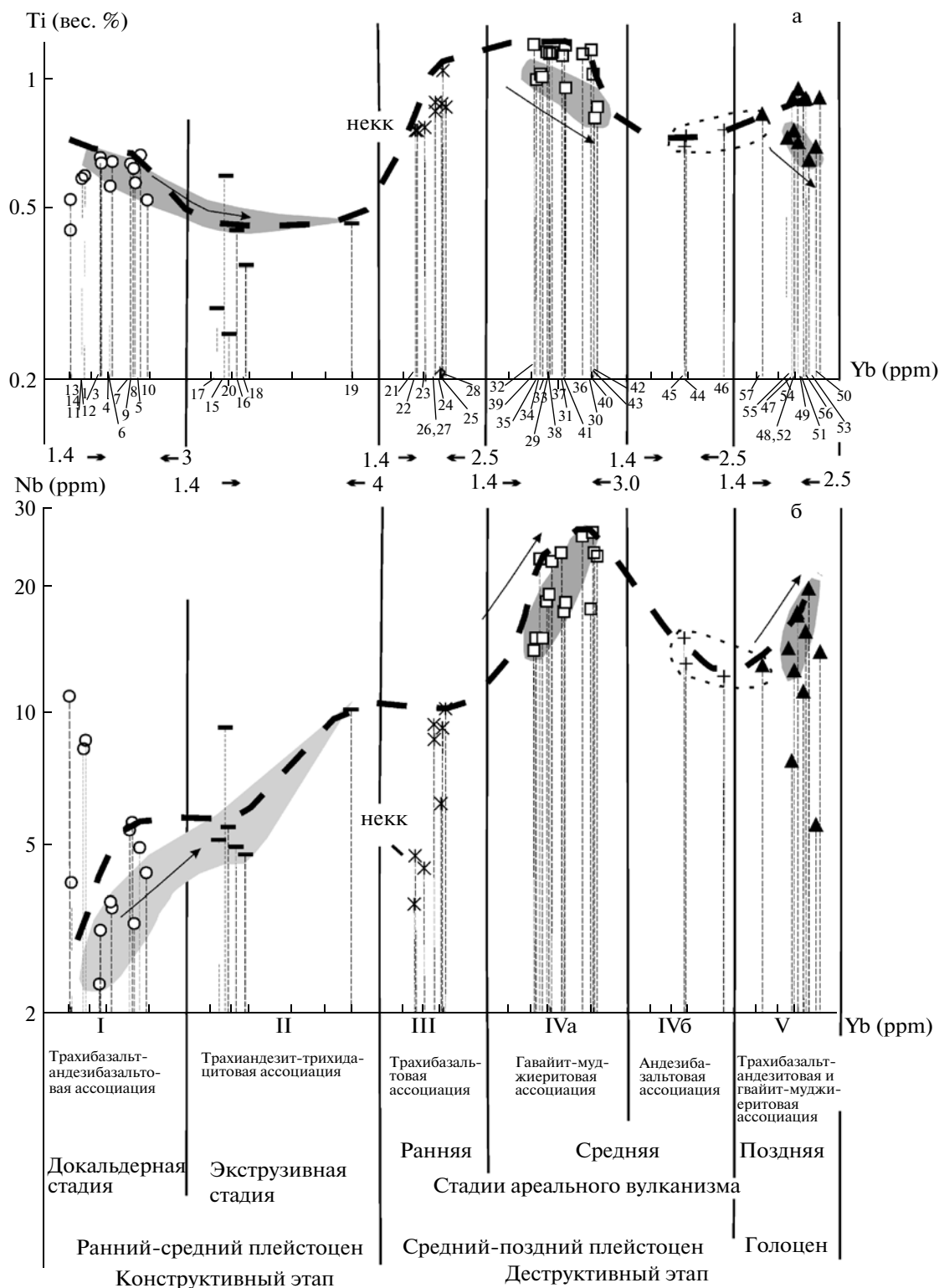


Рис. 6. Обобщенная диаграмма изменения концентраций Ti и Nb в ходе эволюции расплавов Кекуикнайского массива. 1–5 – то же, что и на рис. 2. Концентрации элементов нанесены в зависимости от содержания Yb в породе поэтапно для различных стадий эволюции флюидно-магматической системы. Номера анализов соответствуют приведенным в табл. 1. Заливкой выделены области проявления фракционной кристаллизации (стрелки указывают направление изменения составов), тонким пунктиром – участки возможной контаминации расплавов коровым материалом. Жирной пунктирной линией отмечен уровень максимального накопления соответствующих элементов. I–V – стадии эволюции расплавов.

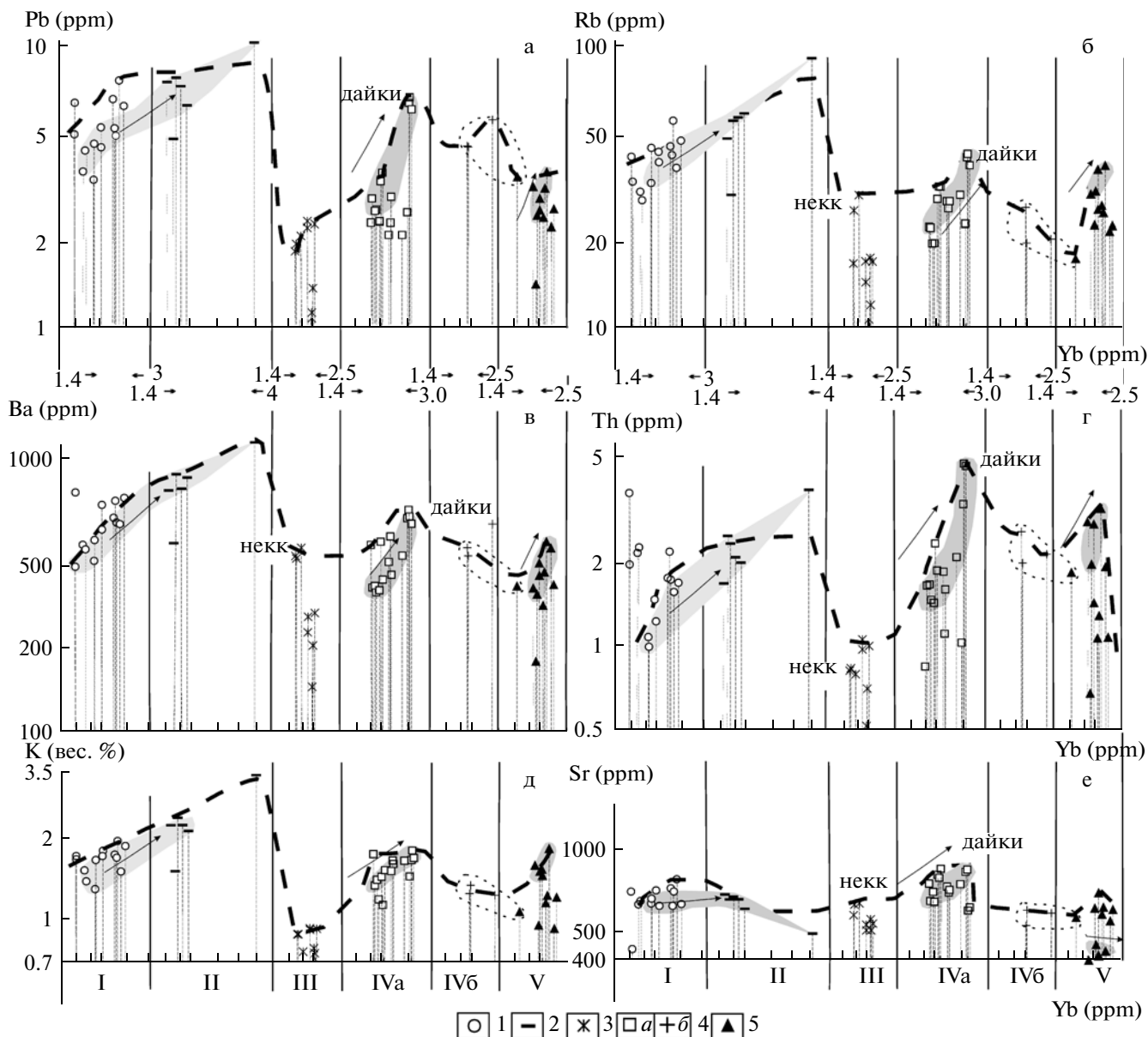


Рис. 7. Обобщенная диаграмма изменения концентраций Pb, Rb, Ba, Th, K и Sr в ходе эволюции расплавов Кекукнайского массива. Схема построения и условные обозначения те же, что и на рис. 6.

стемы, которая определяется дальнейшим накоплением летучих компонентов и продвинутостью процесса фракционирования. В гавайит-муджиритовой ассоциации пород отмечается последовательное возрастание концентраций флюидомобильных элементов (см. рис. 7-IVa), растет содержание Nb (см. рис. 6-IVa), а также Ta и Zr (см. табл. 1). Содержание последнего, по-прежнему, определяется нарастанием кремнекислотности пород, но падает в двупироксеновых андезибазальтах, вероятно, как отражение контаминации их коровым материалом. Содержания Ti, в целом, повышенные (см. рис. 6-IVa), но уменьшаются в ходе фракционирования расплавов

и перехода к андезибазальтовой ассоциации (см. рис. 6-IVb). На этой стадии вулканиты приобретают облик “внутриплитного геохимического типа”. Вероятно, здесь сказывается большая глубина выплавки и существенно восстановительный состав приносимых флюидов, поскольку в этих породах первыми кристаллизуются не титаномagnetиты, а хромглиноземистые шпинели в ассоциации с оливином, фракционирование которых мало влияет на содержание высокочargedных элементов. На средней стадии в андезибазальтовой ассоциации пород проявлен еще один минимум концентраций как флюидомобильных компонентов (см. рис. 7-IVb и второй

минимум калия на диаграмме рис. 2б), так и высокозарядных элементов (см. рис. 6-IVб). Поскольку этот минимум отмечается в породах повышенной кремнекислотности и сопровождается появлением “аномальной” двупироксеновой ассоциации вкрапленников, его можно объяснить существенной контаминацией пород коровым материалом. Характерно, что соответствующее поле на обобщенных диаграммах изменения концентраций элементов (см. рис. 6-IVб и рис. 7-IVб) можно распространить и на андезитбазальты г. Черная (см. рис. 6-V, рис. 7-V, анализ 57; табл. 1, обр. 2608), которые весьма насыщены ксенолитами габбро-габбродиоритового состава. Здесь же фиксируется и уменьшение содержания Zr, не согласующегося с ростом кремнекислотности пород (см. табл. 1, обр. 56). Можно отметить также существенные различия в характере геохимического контроля некков и даек, которые зачастую ведут себя противоположным образом: в дайках как бы завершается процесс кристаллизационной дифференциации, а некки “выступают” как проводники и накопители флюидомобильных компонентов.

Поздняя, голоценовая стадия ареального вулканизма характеризуется широким диапазоном изменения концентраций почти всех элементов, что связано, вероятно, с наложением различных факторов: разноглубинность источников, флюидное обогащение, кристаллизационная дифференциация и гибридность вмещающих пород (см. рис. 6-V, 7-V). Признаки внутриплитного геохимического типа здесь сохраняются, наряду с островодужными.

Вернемся к рассмотрению диаграммы Yb-Ce, сопоставив данные по Кекукнайскому массиву с другими кальдерными флюидно-магматическими системами (рис. 8). Состав пород Узон-Гейзерной депрессии и Карымского вулканического центра (Восточная Камчатка) и их эволюция, связанная с формированием многочисленных кальдер, существенным образом отличается от сходных по динамике проявления образований Кекукнайского вулканического массива. Умереннокалиевые вулканы фронтальной зоны островодужной системы характеризуются четко проявленным трендом фракционной кристаллизации, приоритет которой подчеркивают и сами исследователи [Гриб и др., 2003, 2009]. Роль флюидного фактора здесь ограничена. Это свидетельствует о том, что их эволюция происходит в условиях закрытой флюидно-магматической системы, когда “критическое накопление” летучих происходит в остаточном расплаве в результате отделения кристаллической фазы. Отдельные стадии эволюции системы мало различаются, хотя для Узон-Гейзерной депрессии проявляется эффект флюидной экстракции компонентов в базальтоидах посткальдерной стадии, который почти пропадает в момент образования дацитов и риолитов. Для Карымского вулканического центра картина более сложная, по-

скольку кальдерообразование здесь проявлялось неоднократно. На этом фоне Кекукнайский вулканический массив выглядит как открытая система с ведущей ролью флюидной динамики. Некоторое подобие этой картины мы находим при анализе составов пород кальдерного вулканического центра “Кратер лейк”, в задуговом вулканическом бассейне плато Орегон [Wason, Druitt, 1988]. Но здесь, наряду с интенсивным флюидным привнесом, в гораздо большей мере видны следы фракционной кристаллизации.

Вернемся к вопросу совмещения островодужного и внутриплитного геохимических типов в Кекукнайской флюидно-магматической системе. На классификационных диаграммах (см. рис. 4) подавляющая часть пород внутриплитного типа располагается в одноименных полях, выделенных для районов, где наблюдается совмещение внутриплитных и островодужных геохимических признаков [Churikova et al., 2001; Dorendorf et al., 2000; Volynets, 1994]. Поэтому наиболее простым вариантом объяснения этой особенности составов кекукнайских вулканических было бы использование геодинамических и петрологических моделей упомянутых исследователей. Согласно этому сценарию образование островодужного типа вулканических докальдерной и экструзивной стадий можно было бы связать с субдукционной моделью, а внутриплитный тип ареального вулканизма считать либо некоторой геохимической аномалией как отражение присутствия добавочного компонента OIB-типа [Churikova et al., 2001; Dorendorf et al., 2000] в мантийном источнике, либо как совмещение двух механизмов — субдукции океанической плиты и подъема мантийных диапиров по принципу “slab-window” [Volynets, 1994].

Существует ряд особенностей, не укладывающихся в рамки упомянутых моделей. Как уже было отмечено, начиная со средне-позднемиоценового времени (8–17 млн лет), вулканизм в Западно-Камчатском задуговом бассейне следует связывать с обстановкой рифтогенеза [Перепелов и др., 2007]. Геологическая ситуация Кекукнайского вулканического массива во многом сходна с обстановкой проявления позднекайнозойского вулканизма в задуговых бассейнах Северной Америки (плато-базальты Каламбия Ривер, плато Орегон) [Brandon, Goles, 1988; Carlson, Hart, 1987; Hooper, Hawkesworth, 1993; Smith, 1992]. Учитывая сложившуюся геологическую обстановку, можно считать проявление вулканизма рассматриваемого района следствием начавшегося задугового рифтогенеза при возможном участии (активности) мантийного плюмового источника, как это предполагается в некоторых задуговых бассейнах [Brandon, Goles, 1988].

Конечно, можно предполагать некоторое чередование режимов растяжения и сжатия в одном и

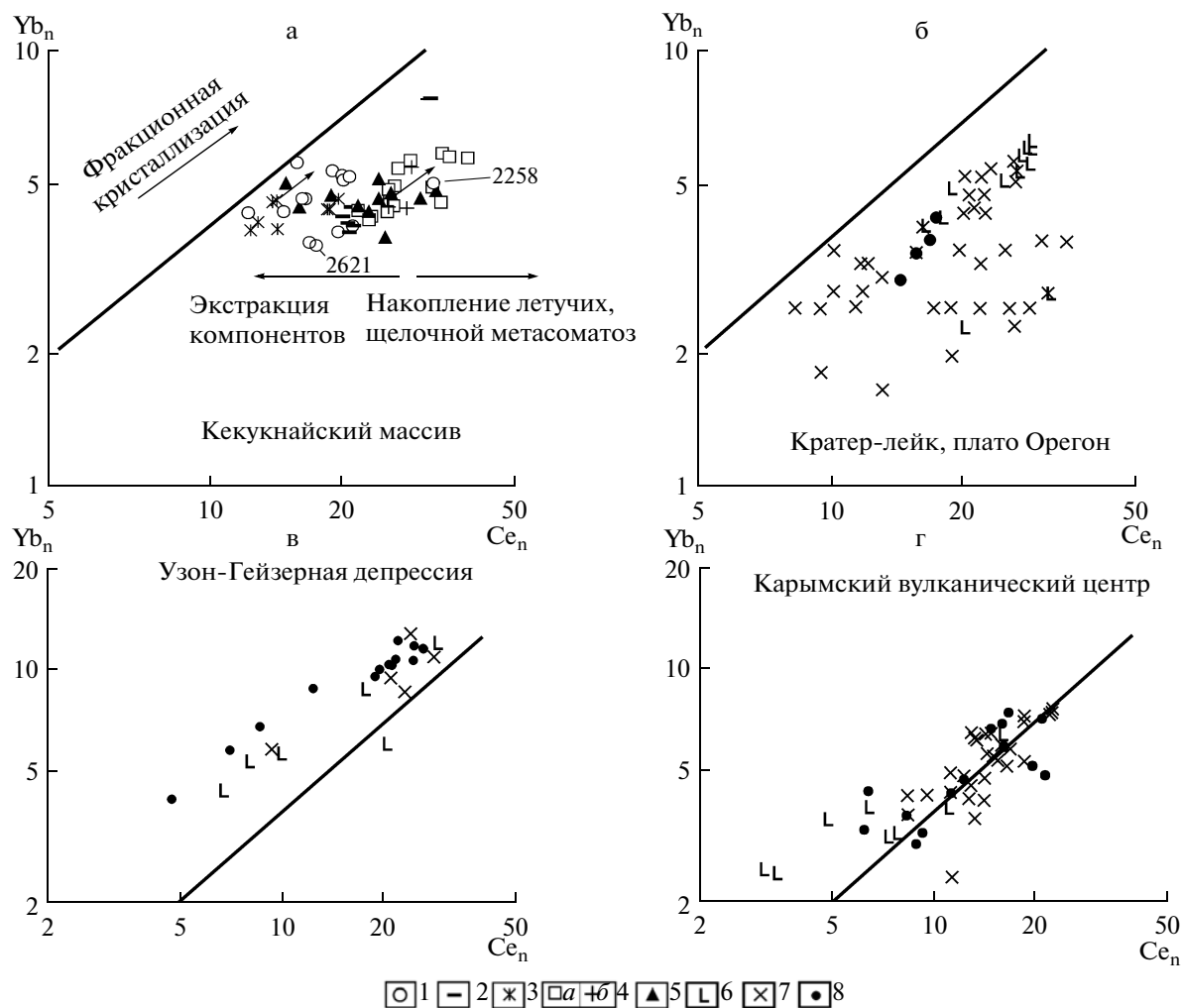


Рис. 8. Соотношение $Yb_n - Ce_n$ в породах Кекукнайского массива и некоторых проявлений кальдерного вулканизма. 1–5 – то же, что и на рис. 2; 6–8 – породы разных стадий эволюции флюидно-магматической системы: докальдерной (6), синкальдерной (7) и посткальдерной (8). Использованы данные из работ: [Bakon, Druitt, 1988; Гриб и др., 2003, 2009]. Содержания элементов в породах нормированы на их концентрации в пиролите (примитивная мантия) по [Sun, McDonoug, 1989].

том же регионе. Однако столь короткие этапы переориентации тектонических напряжений на примере относительно коротких эпизодов эволюции единой магматической системы представляются надуманными, если не подтверждаются иными, кроме как изменение состава вулканитов, доказательствами. Хотя состав вулканических пород первых двух стадий эволюции Кекукнайского массива в целом соответствует островодужному геохимическому типу, здесь были встречены образцы пород с аномальными геохимическими составами (см. табл. 1; рис. 4, 8, обр. 2258, 2621). Первый из них (2258) взят из плато в основании разреза постройки вулкана Большой. Если бы не геологическое положение, то по всем параметрам его следовало бы относить к промежуточной стадии ареального вулканизма. Второй образец (2621) при геологическом опробовании был также

отнесен к постройке Кекукнайского вулкана (докальдерная стадия), от состава пород которой он отличается только повышенными содержаниями Nb, Ta и более высокой кремнекислотностью. Трахибазальты начальной стадии ареального вулканизма (начало “рифтогенного” режима?) имеют примерно такие же содержания высокозарядных индикаторных элементов (Nb, Ta), как и островодужные вулканиды (“субдукционная” стадия?), и отличаются от вулканитов докальдерной стадии, в основном, пониженными концентрациями K (флюидная экстракция) и повышенными содержаниями Ti (раннее выделение и фракционирование шпинелей). Кроме того, имеются и промежуточные между этими группами составы (см. рис. 4а и 4б). Весьма распространенным является мнение о том, что повышенные концентрации флюидомобильных компонентов в

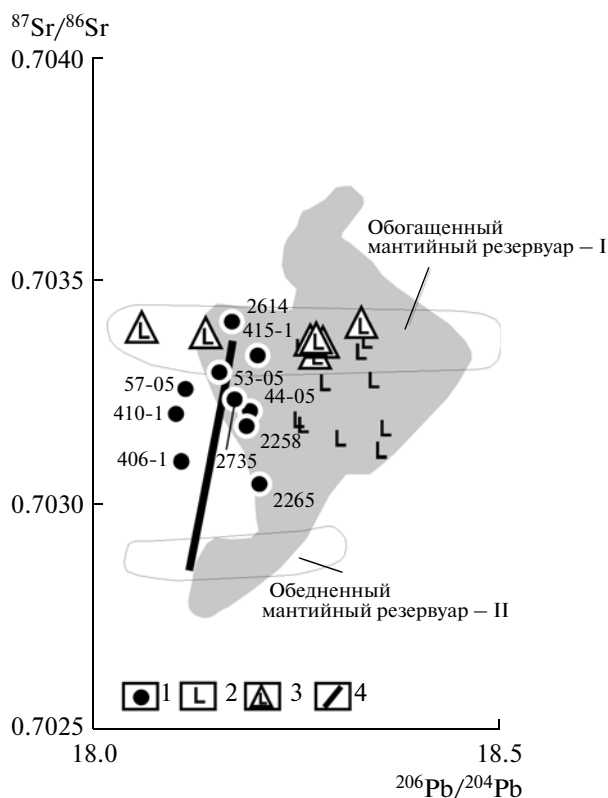


Рис. 9. Соотношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ – $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ в породах Кекукнайского массива и позднекайнозойских вулканитах Камчатки.

Изотопные составы пород: 1 – Кекукнайского массива и неогеновых базанитов г. Хухч. Номера образцов соответствуют приведенным в табл. 2; 2–3 – базальты Срединного хребта островодужного (2) и внутриплитного (3) геохимических типов; 4 – тренд предполагаемого смешения исходных мантийных составов. Темным фоном выделено поле позднекайнозойских вулканитов Камчатки. Объяснение в тексте. Помимо материалов авторов использованы данные из работ [Dorendorf et al., 2000; Churikova et al., 2001; Portnyagin et al., 2005; Volynets et al., 2010].

островодужных сериях в основном определяются привнесением летучими, освобождающимися при дегидратации поддвигаемой океанической плиты (например, [Pearce, 1983]). Анализ диаграмм соотношения Yb–Ce (см. рис. 8в и 8г) свидетельствует о том, что это не всегда так. На Восточной Камчатке, даже в экстремальной обстановке кальдородообразования, вклад флюидомобильных компонентов за счет дегидратации поддвигаемой океанической плиты весьма скромный и никак не объясняет тот эффект флюидизации, который мы наблюдаем при анализе Кекукнайской флюидно-магматической системы. Отсюда вытекает еще один вывод – субдукционный механизм здесь “не работает”. Он согласуется с заключением по поводу отсутствия компонента MORB в составе Кекукнайских вулканитов (см. рис. 4а и 4б) и ранее высказанными соображениями других исследо-

вателей о том, что “основной причиной обогащения легкими РЗЭ эффузивов ВКИЩ серии ... следует считать влияние мантийных флюидов, извлекающих из окружающей мантии некогерентные элементы” [Пополитов, Вольнец, 1981].

Особо следует остановиться на анализе изотопных характеристик. Как видно из таблицы 2, они относятся к мантийным составам. Более того, в рамках совмещения двух изотопных систем Rb–Sr и U–Pb (рис. 9) особенность изотопных составов пород Кекукнайского массива можно представить как результат смешения двух мантийных резервуаров I и II. Поле обогащенного мантийного резервуара I было выделено [Колосков, Аносов, 2005] как плюм-астеносферный источник при анализе изотопных характеристик камчатских вулканитов по методике Х. Веста и В. Леемана [West, Leeman, 1987], которую они разработали при изучении “Гавайского плюма”. Здесь располагаются все точки составов плато-базальтов внутриплитного геохимического типа Срединного хребта Камчатки (районы вулканов Ичинский и Бакенинг). Аналогичным образом, по той же методике, используя данные [Portnyagin et al., 2005] по вулканам Начикинский и Хайлюля (Восточная Камчатка), был выделен обедненный мантийный резервуар II как плюм-астеносферный источник, характеризующий состав вулканитов окраинных морских бассейнов Азиатско-Австралийского региона [Колосков, Федоров, 2009; Колосков и др., 2009]. Этот мантийный резервуар мог возникнуть и при формировании Охотоморского бассейна. Как видно на рис. 9, точки мантийных изотопных составов пород Кекукнайского массива и г. Хухч занимают область значений между полями I и II, что может быть следствием влияния на состав исходных расплавов обоих источников. Таким образом, в составе пород Кекукнайского массива присутствует мантийный обогащенный компонент как результат смешения двух плюмовых резервуаров гавайского типа. Он отличается обогащенностью калием (см. рис. 4а и 4б) и другими флюидомобильными элементами.

Касаясь геодинамической обстановки проявления вулканизма в рассматриваемом регионе, необходимо упомянуть недавно вышедшую монографию О.Н. Егорова [2009]. В ней проведено обобщение обширных материалов по геологии миоцен-четвертичных вулканитов Юго-Восточной Камчатки в рамках выделенных автором центров эндогенной активности: Авачинско-Ганальского, Банно-Паратунского и Налачевского, которые являются юго-восточным продолжением рассматриваемого задугового вулканического бассейна. Автором показано, что эволюция этих центров проходит по “единому сценарию”, который включает: 1) этап активных пластических деформаций (складчатость) позднеолигоцен (?)–миоценового времени, 2) этап кинематической стабилизации, но активизации верхне-

мантийных плюмов, формирующих куполовидные поднятия плиоцен–раннеплейстоценового времени, 3) этап деструкции – “тафрогенеза” этих структур концентрического типа в среднем плейстоцене–голоцене. Применительно к рассматриваемому району можно выделить два этапа: конструктивный (плиоцен–ранний плейстоцен) и деструктивный (средний плейстоцен–голоцен). С первым этапом связано образование куполовидного поднятия и венчающих его щитообразных построек–вулканов при участии верхнемантийного плюма как источника дополнительной тепловой энергии и флюидного потока. Второй этап начального рифтогенеза ознаменовался разрушением этого поднятия, возникновением многочисленных, но бессистемных, разнонаправленных трещин и нарушений, проявлением многовыходного ареального вулканизма. Роль плюмового источника сохраняется, но он имеет большую глубину и пространственную рассредоточенность.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. Выделено пять стадий эволюции Кекукнайского вулканического массива:

1) докальдерная трахибазальтовая–андезибазальтовая, 2) экструзивная трахиандезит–трахидацитовая, 3) ранняя трахибазальтовая, 4) средняя гавайит–муджиритовая (с одиночными проявлениями андезибазальтов) и 5) поздняя трахибазальт–гавайит–муджиритовая (с единичными проявлениями андезитов)–ареального вулканизма. Первые две стадии рассматриваются как проявление конструктивного, а три последующие – деструктивного этапов геологического развития региона.

2. По геохимическим данным среди пород массива выделены островодужный и внутриплитный геохимические типы, а также наличие промежуточных разностей. Присутствие этих типов в необычной для них геологической обстановке (задуговой вулканический бассейн в островодужной системе) отражает проявление конвергентности соответствующих диагностических признаков.

3. В целом породы массива чрезвычайно обогащены флюидомобильными элементами, что связано с формированием их в условиях открытой системы – обильным притоком флюидов при подчиненной роли процессов фракционной кристаллизации и гибридизма.

4. С этапом кальдерообразования связана интенсивная экстракция большей части флюидомобильных элементов (в том числе щелочей) и кремнезема.

5. Формирование Кекукнайского массива произошло в обстановке задугового вулканического бассейна в условиях начавшегося рифтогенеза, при активном участии компонентов мантийного плюма.

Исследования выполнены при финансовой поддержке Президиума СО РАН (ИП № 13) и РФФИ (проект № 10-10-05-01152-а).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Антипин В.С., Вольнец О.Н., Перепелов А.Б. и др. Геологические соотношения и геохимическая эволюция плиоцен–четвертичного известково–щелочного и субщелочного вулканизма кальдеры Уксичан (Камчатка) // Геохимия магматических пород современных и древних активных зон / Под ред. Таусона Л.В. Новосибирск: Наука, 1987. С. 73–90.

Вольнец О.Н., Антипин В.С., Перепелов А.Б. и др. Редкие земли в позднекайнозойских высококалийных вулканических породах Камчатки // Геохимия вулканических пород геодинамических обстановок / Под ред. Таусона Л.В. Новосибирск: Наука, 1986. С. 149–165.

Вольнец О.Н., Колосков А.В., Виноградов В.И. и др. Изотопный состав стронция и кислорода позднекайнозойских К–Na щелочных базальтов внутриплитного геохимического типа, Камчатка // Петрология. 1995. Т. 3. № 2. С. 207–213.

Вулканы и четвертичный вулканизм Срединного хребта Камчатки / Под ред. Эрлиха Э.Н. М.: Наука, 1972. 190 с.

Гриб Е.Н., Перепелов А.Б., Леонов В.Л. Геохимия вулканических пород Узон–Гейзерной депрессии (Камчатка) // Вулканология и сейсмология. 2003. № 4. С. 11–28.

Гриб Е.Н., Леонов В.Л., Перепелов А.Б. Геохимия вулканических пород Карымского вулканического центра // Вулканология и сейсмология. 2009. № 6. С. 3–25.

Егоров О.Н. Структурообразование и магмогенез над верхнемантийными плюмами в вулканическом поясе зоны перехода океан–континент (центры эндогенной активности) [электронный ресурс]: научное издание / Под ред. Масуренкова Ю.П. М.: ИФЗ РАН, 2009. 297 с.

Классификация магматических (изверженных) пород и словарь терминов / Под ред. Ефремовой С.В. М.: Недра, 1997. 248 с.

Колосков А.В. Ультрасосновные включения и вулканы как саморегулирующаяся геологическая система. М.: Научный мир, 1999. 223 с.

Колосков А.В., Аносов Г.И. Новая версия интерпретации изотопно–геохимических данных плиоцен–четвертичных вулканических пород Камчатки // Материалы ежегодной конференции, посвященной Дню вулканолога. Петропавловск–Камчатский, 2005. С. 7–15.

Колосков А.В. Корякско–Камчатская вулканическая зона “Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России”. Кн. 1 / Под ред. Ханчука А.И. Владивосток: Дальнаука, 2006. С. 398–417.

Колосков А.В. Sr–изотопная аномалия на Курилах – возможные пути объяснения // Материалы ежегодной конференции, посвященной Дню вулканолога. Петропавловск–Камчатский, 2008. С. 146–153.

Колосков А.В., Федоров П.И. Базальты окраинных бассейнов Азиатско–Австралийского региона в рамках концепции глубинной вихревой геодинамики // Материалы симпозиума “Вулканизм и геодинамика”. Петропавловск–Камчатский, 2009. С. 177–180.

- Колосков А.В., Флеров Г.Б., Коваленко Д.В.* Позднемиценовые-палеоценовые магматические комплексы Центральной Камчатки: геологическое положение, особенности вещественного состава // Тихоокеанская геология. 2009. Т. 28. № 4. С. 16–34.
- Луцц Б.Г.* Геохимия океанического и континентального магматизма. М.: Недра, 1980. 247 с.
- Мартьянов М.Ю., Антипин В.С.* Геологическая и вещественная эволюция вулкана Уксичан в плиоцене и плейстоцене (Срединный хребет Камчатки) // Материалы IV Всероссийского симпозиума по вулканологии и палеовулканологии “Вулканизм и геодинамика” Т. 2. Петропавловск-Камчатский, 2009. С. 429–432.
- Объяснительная записка к геологической карте масштаба 1 : 200 000. Лист О-57-XXXII. Серия Западно-Камчатская. Петропавловск-Камчатский: ФГУ “КамТФГИ”, 1986. 104 с.
- Объяснительная записка к геологической карте масштаба 1 : 200 000. Лист О-57-XXXIII. Серия Западно-Камчатская. Петропавловск-Камчатский: ФГУ “КамТФГИ”, 1992. 126 с.
- Перепелов А.Б., Пузанков М.Ю., Иванов А.В. и др.* Происхождение энigmatит-содержащих базальтоидов комплекса параллельных даек Западной Камчатки (магматизм верхнепалеогенового задугового спрединга) // Проблемы геохимии эндогенных процессов и окружающей среды / Материалы Всероссийской научной конференции. Т. 2. Иркутск, 2007а. С. 176–181.
- Перепелов А.Б., Пузанков М.Ю., Иванов А.В. и др.* Неогеновые базальты Западной Камчатки: минералогическая особенность и геодинамическая позиция // Петрология. 2007б. Т. 15. № 5. С. 524–546.
- Петрографический кодекс / Под ред. Богатинова О.А. и др. Санкт-Петербург, 2009. С. 24–25.
- Петрология и геохимия островных дуг и окраинных морей / Под ред. Богатинова О.А. М.: Наука, 1987. 336 с.
- Пополитов Э.И., Вольнец О.Н.* Геохимические особенности четвертичного вулканизма Курило-Камчатской островной дуги и некоторые вопросы петрогенезиса. Новосибирск: Наука, 1981. 182 с.
- Ясныгина Т.А., Рассказов С.В., Маркова М.Е. и др.* Определение микроэлементов методом ICP-MS с применением микроволнового кислотного разложения в вулканических породах основного и среднего состава // Прикладная геохимия. Аналитические исследования. Вып. 4 / Под ред. Буренкова Э.К. и др. М.: ИМГРЭ, 2003. С. 48–56.
- Vason C. R., Druitt T.H.* Compositional evolution of the zoned calcalkaline magma chamber of Mount Mazama, Crater Lake, Oregon // Contrib. Mineral. Petrol. 1988. V. 88. P. 224–256.
- Bindeman I.N., Leonov V.L., Izbekov P.E. et al.* Large-volume silicic volcanism in Kamchatka: Ar-Ar and U-Pb ages, isotopic, and geochemical characteristics of major pre-Holocene caldera-forming eruptions // J. Volcanol. Geotherm. Res. 2010. V. 189. P. 57–80.
- Brandon A.D., Goles G.G.* A Miocene subcontinental plume in the Pacific Northwest: geochemical evidence // Earth. Planet. Sci. Letters. 1988. V. 88. P. 273–283.
- Carlson R.W., Hart W.K.* Crustal Genesis on the Oregon Plateau // J. Geoph. Res. 1987. V. 92. № B7. P. 6191–6206.
- Churikova T.G., Dorendorf F., Wörner G.* Sources and fluids in the Mantle wedge below Kamchatka, evidence from across-arc geochemical variation // J. Petrology. 2001. V. 42. № 8. P. 1567–1593.
- Dorendorf F., Churikova T.G., Koloskov A.V., Wörner G.* Late Pleistocene to Holocene activity at Bakening volcano and surrounding monogenic centers (Kamchatka): volcanic geology and geochemical evolution // J. Volcanol. Geotherm. Res. 2000. V. 104. P. 131–151.
- Hart W.K., Carlson R.W.* Tectonic controls on magma genesis and evolution in the Northwestern United States // J. Volcanol. Geotherm. Res. 1987. V. 32. P. 119–135.
- Hooper P.R., Hawkesworth C.J.* Isotopic and Geochemical Constraints on the Origin and Evolution of the Columbia River Basalt // J. Petrology. 1993. V. 34. № 6. P. 1203–1246.
- McBirney A.R.* The Skaergaard Layered Series. Part VI. Excluded Trace Elements // J. Petrology. 2002. V. 43. № 3. P. 535–556.
- Pearce J.A.* Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins / Eds Hawkesworth C.J., Norry M.J. Continental basalts and mantle xenoliths. Nantwich: Shiva Publ., 1983. P. 230–249.
- Peccherillo A., Taylor S.R.* Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, Northern Turkey // Contrib. Mineral. Petrol. 1976. V. 58 № 1. P. 63–81.
- Pevzner M.* New data on Holocene monogenetic volcanism of the Northern Kamchatka: ages and space distribution // Abstr. IVth Int. JKASP Workshop. 2004. P. 72–74.
- Portnyagin M., Hoernle K., Avdeiko G. et al.* Transition from arc to oceanic magmatism at the Kamchatka-Aleutian junction // Geology. 2005. V. 33. № 1. P. 25–28.
- Smith A.D.* Back-arc convection model for Columbia River basalt genesis // Tectonophysics. 1992. V. 207. P. 269–285.
- Sun S.S., McDonough W.F.* Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts // Magmatism in the Ocean Basins Geol. Soc. Sp. Publ. / Eds Saunders A.D., Norry M.J. London, 1989. V. 42. P. 313–345.
- Volynets O.N.* Geochemical types, petrology and genesis of Late Cenozoic volcanic rocks from the Kurile-Kamchatka island-arc system // International Geological Review. 1994. V. 36. № 4. P. 373–405.
- Volynets A., Churikova T., Wörner G. et al.* Mafic Late Miocene – Quaternary volcanic rocks in the Kamchatka back arc region: implications for subduction geometry and slab history at the Pacific-Aleutian junction // Contrib. Mineral. Petrol. 2010. V. 159. № 5. P. 659–687.
- West H.B., Leeman W.P.* Isotopic evolution of lavas from Heleakala Crater, Hawaii // Earth Planet. Sci. Letters. 1987. V. 84. P. 211–225.
- White R., McKenzie D.* Magmatism at Rift Zones: The Generation of Volcanic Continental Margins and Flood Basalts // J. Geoph. Res. 1989. V. 94. № B6. P. 7685–7729.

**Evolution Stages and Petrology of the Kekuknai Volcanic Massif as Reflecting the Magmatism in Backarc Zone of Kuril–Kamchatka Island Arc System.
Part 1. Geological Position and Geochemistry of Volcanic Rocks**

**A. V. Koloskov^a, G. B. Flerov^a, A. B. Perepelov^b, I. V. Melekestsev^a,
M. Yu. Puzankov^a, and T. M. Filosofova^a**

^a *Institute of Volcanology and Seismology, Far East Branch, Russian Academy of Sciences,
Piipa boulevard, 9, Petropavlovsk-Kamchatskii, 683006 Russia*

e-mail: kolosav@kscnet.ru

^b *A. P. Vinogradov Institute of Geochemistry, Siberian Branch, Russian Academy of Sciences,
ul. Favorskogo, 1A, Irkutsk, 664033 Russia*

e-mail: region@igc.irk.ru

Abstract—The evolution of the Quaternary Kekuknai volcanic massif (the western flank of the Sredinnyi Range in Kamchatka) has been subdivided into five stages: (1) the pre-caldera trachybasalt–basaltic andesite, (2) the extrusive trachyandesite–trachydacite, (3) the early trachybasalt, (4) the middle hawaiite–mugearite (with occasional occurrences of basaltic andesites), and (5) the late trachybasalt–hawaiite–mugearite (with occasional andesites) of areal volcanism. On the basis of petrologic data we identified the island arc and the intraplate geochemical types of rocks in the massif. The leading part in petrogenesis was played by dynamics of the fluid phase with a subordinated role of fractional crystallization and hybridism. Successive saturation of rocks with the fluid phase in the course of melt evolution stopped at the time of caldera generation when most fluid mobile elements and silica had been extracted. The geological and petrologic data attest to the formation of the massif in the environment of a backarc volcanic basin during the beginning of rifting with active participation of mantle plume components.