

## ОСОБЕННОСТИ МАГМАТИЗМА ОСТРОВА КУНАШИР (КУРИЛЬСКАЯ ОСТРОВНАЯ ДУГА) ПО АЭРОГЕОФИЗИЧЕСКИМ ДАННЫМ

*Т.В. Володькова*

*Институт тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН, г. Хабаровск*

Поступила в редакцию 19 января 2007 г.

На основе анализа карт содержаний естественных радиоактивных элементов (ЕРЭ) масштаба 1:50 000 подтверждено существование поперечной вулканической зональности Курильской островной дуги (КОД). Рассчитаны тренды отношений ЕРЭ магматических комплексов КОД и доказана их обусловленность процессами флюидизации.

На о. Кунашир по аэрогеофизическим данным (карты отношений ЕРЭ, магнитное поле) выделена основная циклическая последовательность формирования действующих вулканов и магматизма. Для многоциклических вулканов, связанных с мантийными источниками, типично преобладание вулканических комплексов известково-щелочного состава, развитие процессов “отсадки магнетита” и слабая распространенность метасоматитов. Для остальных вулканов, связанных с коровыми источниками, характерно развитие образований повышенной известковистости и мощных гидротермально-метасоматических систем.

**Ключевые слова:** аэрогеофизические данные, естественные радиоактивные элементы, аэрогаммаспектрометрия, магнитное поле, магматизм, вулканы, кристаллизационная дифференциация, флюидизация, гидротермально-метасоматические изменения, Курильская островная дуга.

### ВВЕДЕНИЕ

Остров Кунашир находится на самом юге внутренней Курильской островной дуги (КОД). Она представлена Большой Курильской грядой, где развиты позднекайнозойские магматические породы островодужного комплекса, по набору петрогеохимических характеристик отличающиеся от вулканитов материка [29, 31]. Для образований островодужного комплекса типично широкое распространение высокоглиноземистых андезитов, образующих знаменитую «андезитовую линию» системы островных дуг на границе зоны перехода океан-континент.

Формирование магматических комплексов на Курилах традиционно связывается с наличием здесь зоны Беньофа, погружающейся под континент, и процессами субдукции. На основе петрохимических исследований была выявлена региональная поперечная и продольная зональность вулканитов КОД. Поперечная зональность определяется как закономерное увеличение содержания  $K_2O$  и ряда других элементов (либо индекса классификации [31]) вкост островной дуги от фронта к тылу. Установлено высокое значение коэффициента множественной корреляции

( $r=0.92$ ) между содержаниями калия,  $SiO_2$  в вулканитах КОД и глубиной до зоны Беньофа [30].

Суть продольной зональности заключается в том, что содержания окиси калия и ряда редких элементов в породах островодужной ассоциации меняются по простиранию дуги и коррелируются с мощностью земной коры и ее гранитного слоя. Ранее эффект объяснялся влиянием вещества коры на процессы магмообразования. В то же время, существуют доказательства, что источник магм на Курилах чисто мантийный и коровое вещество на процессы магмообразования влияет слабо [11, 31].

Экспериментально и теоретически доказано, что породы островодужного комплекса могут быть сформированы под влиянием целого ряда процессов (кристаллизационной дифференциации, смешения магм разного состава, при изменении давления и температуры, под воздействием различных флюидов). Исследователи Курил обычно делают вывод о наиболее вероятной модели формирования [4, 12, 13, 19–21, 23, 24, 27, 28, 30, 31, 37, 38, 42, 44–46]. Возможно, что вышеупомянутые механизмы играли в магмообразовании различную роль, причем некото-

рые из них были задействованы только в масштабах отдельных вулканических структур. При формировании магматизма Курил наиболее важное значение имеют кристаллизационная дифференциация и мантийный метасоматоз. Поперечная зональность магматических комплексов КОД объяснялась влиянием мантийного метасоматоза и флюидизации [31]. В последнее время эффект поперечной магматической зональности объясняется воздействием мантийного диапира или плюма, расположенного в Курильской котловине [2, 6, 7, 18].

При изучении магматических продуктов, сформированных за счет кристаллизационной дифференциации и мантийного метасоматоза, особо велика роль редких и редкоземельных элементов – индикаторов магматических процессов. В эту группу входят также естественные радиоактивные элементы (ЕРЭ) – уран, торий, калий. Эти элементы обладают ярко выраженной петрохимической несовместимостью и в процессах кристаллизационной дифференциации накапливаются в крайних дифференциатах. Показано, что неизменные магматические породы, сформированные под воздействием процессов кристаллизационной дифференциации в закрытых магматических очагах (или в закрытой системе сообщающихся очагов) характеризуются постоянством отношений ЕРЭ [8]. Они сближены по возрасту, сопряжены с основными этапами тектогенеза единого тектоно-магматического цикла, определяемого временем существования глубинного магматического очага. Гидротермально-метасоматически измененные породы (степень изменения более 15–20 %) картируются аномальными отношениями ЕРЭ. За счет притока глубинного вещества (флюидов) в открытом очаге от фазы к фазе условия дифференциации магм могут меняться, а значения отношений ЕРЭ магматических образований будут закономерно варьировать. Изучение средних значений отношений ЕРЭ магматических комплексов в принципе дает возможность определять природу источников магм – коровую либо мантийную. Характеристики отношений ЕРЭ особенно чувствительны к влиянию флюидизации и мантийного метасоматоза и являются идеальным инструментом для изучения этих процессов (подробнее в [8]). Правомочность использования отношений ЕРЭ для характеристики магматических процессов на Курилах подтверждается тем, что большинство позднекайнозойских вулканитов Курил формируется в условиях, когда радиоактивное равновесие не нарушено [41]. Поэтому средние значения отношений ЕРЭ магматических комплексов, сформированных под воздействием кристаллизационной дифференциации, близки к исходным, типичным для магматического очага.

При изучении магматических процессов на Курилах очень важны показатели, определяющие распределение соединений железа и фракционирование высокомагнитных минералов – магнетита и титаномагнетита [2, 3, 12, 19–21]. В процессе кристаллизационной дифференциации пород известково-щелочной серии магнетит кристаллизуется на начальных стадиях [42]. На Курилах вулканисты залегают на поверхности, поэтому содержания высокомагнитных минералов находятся в прямой связи с магнитным полем. Эти минералы могут являться дополнительным индикатором магматических процессов, так как их поведение при кристаллизации магм определяется, в первую очередь, фугитивностью (летучестью) кислорода. Фугитивность кислорода здесь прямо коррелируется с содержаниями водной фазы (повышенным давлением воды) в магматических очагах. В распределении обеих этих величин в магматических комплексах Большой гряды отмечается четкая поперечная зональность. Так, во фронтальной зоне КОД в лавах и включениях наблюдается ассоциация безводных темноцветных минералов, а в тыловой – водосодержащие ассоциации с амфиболом и биотитом [2]. Таким образом, распределение высокомагнитных минералов в магматических породах Курил может быть показателем обоих ведущих процессов – кристаллизационной дифференциации и флюидизации.

Практически все опубликованные ранее геофизические исследования КОД (сейсмические и геоэлектрические работы, гравиметрия, магнитометрия, измерения теплового потока) – региональные; они использовались исключительно для обоснования субдукции и определения самых общих особенностей глубинного строения КОД. Ощущается острая нехватка крупномасштабных геолого-геофизических работ, что и приводит к неоднозначности решения упомянутых выше проблем. В начале 90-х годов XX века на островах Шумшу, Парамушир, Итуруп и Кунашир была проведена (под руководством Н.К. Ждана, объединение “Дальгеофизика”) аэрогеофизическая (магнитная и гамма-спектрометрическая) съемка масштаба 1:50 000. Аэрогаммаспектрометрия может использоваться как площадной геохимический метод [6, 8]. Это особенно важно, так как количество опубликованных лабораторных анализов образцов магматических пород КОД невелико. Данные аэрогаммаспектрометрии будут использованы для уточнения схем зональности КОД, а также изучения основных механизмов магнообразования. Особенности формирования магматических комплексов изучались с привлечением аэрогеофизических данных масштаба 1:50 000 по о. Кунашир. Магматические комплексы Кунашира отличаются наи-

более высокой петрогеохимической изученностью; здесь расположены почти все выявленные в системе КОД рудные месторождения.

#### ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ КОД

Б.Н. Пискуновым [31] на основе обобщения около 2000 силикатных анализов образцов пород 150 вулканов было показано, что позднекайнозойские вулканы КОД относятся к единому тихоокеанскому известково-щелочному семейству, среди которых по индексу классификации выделяются известковые, известково-щелочные и субщелочные породы. Макроскопически и микроскопически породы близкого состава, но различной щелочности (особенно низкой и нормальной щелочности) совершенно неразличимы, что затрудняет их классификацию. Окончательный вывод об их типе можно сделать только по особенностям их химического состава. Максимальные различия для всех типов пород отмечаются при этом по содержаниям калия и наиболее чувствительных элементов-индикаторов – урана и тория [24]. Ряд авторов, используя различные принципы классификации, выделяют здесь нормально – и низкокалиевые, а также толеитовые породы. Отмечалось, что породы толеитовой формации встречаются здесь редко, а широким распространением пользуются образования щелочно-земельной серии [23, 24]. Б.Н. Пискунов [31] заключил, что обычно породы, относимые к толеитовой серии, могут быть соотнесены с образованиями пониженной щелочности известково-щелочной серии. А.И. Абдурахманов и др. [1] разработали корреляционную зависимость  $Na_2O + K_2O = f(SiO_2)$ , на основе которой данные разных авторов могут быть увязаны с классификацией Б.Н. Пискунова. В основу принятой в работе классификации магматических пород положены данные [1, 31], а материалы других авторов приведены к этой схеме с использованием корреляционных зависимостей из работ [1, 26, 32].

В Курило-Камчатском регионе проведен большой комплекс сейсмических и геоэлектрических работ методами ГСЗ, МОВ, ОГТ, МОВЗ, КМПВ и МТЗ [14, 16, 40]. На всем протяжении Большой Курильской гряды отмечается земная кора близкого к континентальному типу, причем под Южными Курилами глубина до поверхности Мохоровичича составляет 28–40 км. Под островной дугой на глубине 150–200 км в верхней мантии выделяется аномальная зона пониженных скоростей  $V_p$  и пониженного сопротивления, что связывается с наличием здесь жидкой фазы (области частичного плавления со степенью 6–9%). Аномальные параметры характерны для всего мантийного клина. Под мантийным клином понимается слабо расплавленная мантийная часть литосфе-

ры, нижняя граница которой совпадает с субдукционной зоной. Возможно, что общее понижение скоростей  $V_p$  под Курило-Камчатской дугой сохраняется до глубины 1000 км [40]. К корням вулканов, по данным МОВЗ [14, 16], приурочены области отсутствия обменов сейсмических волн, которые интерпретируются как зоны магмообразования. Иногда удается проследить их непосредственную связь с промежуточными магматическими очагами в земной коре и вулканическими постройками на поверхности. Наиболее вероятно, что “исходным веществом для генерации расплавов являлись плагиоклазовые и шпинелевые перидотиты верхней мантии, претерпевшие метасоматическое преобразование над зоной восходящих глубинных флюидов, привносящих в систему щелочные и некогерентные элементы” [31, стр. 215].

Тепловой поток на Курилах достигает 85 мВт/м [10, 29, 39]. Роль радиогенного тепла в пределах КОД составляет 10%. Для объяснения наблюдаемых эффектов привлекается модель мантийного диапира, так как связанные с ним магматические инъекции обеспечивают быстрое поступление тепла с глубин. П.М. Сычевым [39] между о-вами Итуруп и Сахалин, в зоне подъема предполагаемого диапира, в верхней мантии выделена область частичного плавления на глубине от 30 до 75 км (при оценке другими способами – на глубине 70–100 км). Здесь возможен подъем магм ультраосновного состава с глубин 240–350 км, из которых в результате дифференциации возникают магмы основного состава.

В процессе многолетних исследований КОД были разработаны общие принципы и закономерности тектоники и островодужного магматизма [16, 29, 31]. Установлено клавишно-блоковое строение КОД, наличие поперечных зон глубинных и флюидоподводящих разломов. При этом, даже общепризнанные закономерности, в том числе поперечная и продольная зональности, определены только регионально. При детальном изучении эти зоны будут осложняться множеством локальных аномалий и аномальных структур [24].

Позднекайнозойские островодужные образования КОД разделяются на четыре магматических комплекса, отличающиеся в основном по процентному отношению кислых и основных пород и степени их измененности. Отмечался пульсационный характер магматизма, причем каждой фазе активности вулканизма соответствовало формирование собственного комплекса.

Основные закономерности распределения и развития вулканов КОД и связанных с ними магмообразования и гидротермально-метасоматических про-

цессов, отражены в [1, 9, 12, 16, 17, 22, 33–35, 43]. В системе Большой Курильской гряды распространены стратовулканы, крупные кальдеры и вулканические постройки типа Сомма-Везувий; в их распределении отмечается поперечная зональность [1, 11, 33]. Стратовулканы (вулканические конусы) обычно сложены вулканиками основного состава, с кальдерами обрушения ассоциируются крупные массы кислой пирокластики, а вулканы типа Сомма-Везувий образуют сложные постройки. Различные типы вулканов формируются как звенья единого процесса, причем вулканы типа Сомма-Везувий образуются при его циклическом повторении [11, 33]. Каждый цикл начинается извержением преимущественно базальтоидных пород, состав которых постепенно становится все более кислым. В начале цикла образуются стратовулканы, а в конце, за счет мощной эксплозивной деятельности – кальдера. Через некоторое время циклический процесс может возобновиться. По числу выделенных сомм можно определить количество полных циклов формирования вулкана. Классификация вулканов КОД, разработанная В.И. Федорченко с учетом их особенностей, является более сложной и включает понятие “кустовые (многовыходные)” вулканы [43].

Особенности процессов, связанных с магматическими очагами, изложены в [12, 22, 31, 33, 34]. Существование промежуточных магматических очагов под вулканами Большой Курильской гряды подтверждено сейсмическими работами [16, 17]. Особенно важны условия, когда происходит “отсадка магнетита” и его накопление в наиболее глубоких частях промежуточных магматических очагов [31]. Кристаллизация субвулканических интрузий в промежуточных очагах (на глубине до одного километра) начинается обычно на ранних стадиях формирования вулкана, практически одновременно с началом излияния лав на поверхность [34].

Основы принципов формирования гидротермально-метасоматических систем в ареалах вулканов под влиянием глубинных магматических очагов изложены в [12, 22]. Эти принципы подтверждаются тем, что на Камчатке выделяются особые “телескопированные” пропилиты экзотического состава, парагенетически связанные с субвулканическими интрузиями, а генетически – с более глубоко залегающими магматическими очагами [35]. Состав пропилитов (широкое развитие наряду с типичными для них минералами цеолита и пренита) объясняется малой глубиной их формирования (до 0.5–0.8 км).

По сравнению с другими островами Курил, о. Кунашир максимально приближен к ареалу мантийного диапира, и тепловой поток здесь значитель-

но выше, чем на островах северной части КОД. Практически весь Кунашир лежит в области относительно повышенного теплового потока, причем наиболее высокие значения теплового потока (от 50 до 80 мВт/м<sup>2</sup>) установлены в северо-восточной части острова [10].

Кунашир сравнительно хорошо исследован комплексом сейсмических работ [14, 15, 17]. В литосфере о. Кунашир по отсутствию обменов волн (данные МОВЗ) на глубинах от 5 до 100 км и более выделена зона магмообразования и промежуточных очагов. Под вулканом Головнина область повышенного поглощения сейсмических волн и отсутствия обменов обнаружена на глубинах 18–25 км; она трактуется как область расплава. Под вулканом Менделеева область отсутствия обменов волн выделяется на глубине 8–15 км, а под вулканом Тятя – на глубине 7–12 км; в обоих случаях с ними связано повышение скорости волн  $V_p$ . Под вулканом Менделеева (по данным МОВЗ) столбовобразный подъем мантии с глубин 60 км до 30 км, с шириной аномального слоя 3–5 км определяется как корневая зона вулкана [17]. Над этой зоной выделена вертикальная цепочка локальных областей отсутствия обменов на глубине 5–28 км, соответствующих промежуточным магматическим очагам.

В геологическом строении о. Кунашир принимают участие неоген-четвертичные образования островодужного комплекса четырех основных фаз вулканизма [29, 31].

“Зеленотуфовый” комплекс включает в себя олигоцен-миоценовые эффузивно-пирокластические, вулканогенно-осадочные и экструзивные образования, среди которых на Кунашире по составу преобладают риолиты, но отмечаются и базальты. Для пород комплекса типичны весьма интенсивные вторичные изменения, в первую очередь, пропилитизация, которой сопутствуют кварц-гидрослюдистые и хлорит-альбит-эпидотовые породы. Кроме пропилитизации, образующей локальные ореолы, отмечаются региональные зеленокаменные изменения пород метаморфогенного типа. В среднем миоцене формирование комплекса было завершено внедрением субвулканических и гипобиссальных интрузий основного-кислого состава.

Верхнемиоцен-плиоценовый вулканогенно-кремнисто-диатомовый комплекс на Кунашире включает отложения алахинской и головнинской свит. Вулканиды, входящие в комплекс, имеют преимущественно кислый – средний состав. Вдоль побережья Охотского моря отмечаются экструзии кварцевых диоритов. Терригенный материал в составе комплекса включает пропилитизированные вулканиды, кварциты, роговики, пемзы.



Базальтоидный комплекс на Кунашире распространен сравнительно слабо. Вулканы, туфы и туффиты, входящие в комплекс, имеют преимущественно базальтовый, андезитово-базальтовый состав. Для комплекса типична региональная палагонитизация.

Андезитовый комплекс распространен наиболее широко в ареалах всех вулканов. Он представлен четвертичными лавово-пирокластическими продуктами извержений и образует непрерывную серию по составу от базальтов до риолитов.

На острове имеется четыре действующих вулкана. Вулкан Руруй в северо-западной части острова – простой стратовулкан, к которому на юго-востоке примыкает древний вулкан Смирнова; вулкан Головина – широкая кальдера диаметром более 10 км в основании. Вулканы Тятя и Менделеева – сложные вулканические постройки типа Сомма-Везувий, с максимальным диаметром основания от 6–7 км (вулкан Менделеева) до 15–18 км (вулкан Тятя). Если у вулкана Тятя выделяется одна сомма и внутренний усеченный конус, на вулкане Менделеева закартированы, как минимум, две соммы, а внутренний конус очень разрушен.

Базальты о. Кунашир, по сравнению с аналогичными образованиями КОД, более деплетированы по ряду микроэлементов, в частности, стронцию. Это определяется специфическим положением острова в зоне сочленения двух островных дуг [25].

#### МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

Аэрогеофизическая съемка масштаба 1:50000 на Курилах проводилась на вертолетах с обтеканием рельефа, на высоте 60 м с использованием аппаратуры СКАТ-77, СТК-11. Среднеквадратическая погрешность измерения магнитного поля составляла менее 5 нТл. Практика показывает, что карты магнитного поля при этом по детальности приближаются к результатам наземной магнитной съемки соответствующего масштаба, проигрывая ей по точности привязки. При анализе магнитного поля учитывались его фон, дифференцированность, степень распространенности и интенсивности локальных аномалий. С учетом практики, локальные аномалии интенсивностью 1500–2000 нТл и более интерпретировались как небольшие скопления (гнезда?) либо субвулканические тела с магнетитовой минерализацией.

Точность измерения содержаний ЕРЭ составляла: по урану – порядка  $(0.1-0.15) \cdot 10^{-4} \%$ , по торию –  $(0.55-0.65) \cdot 10^{-4} \%$ , по калию –  $(0.05-0.10) \%$ . По картам содержаний ЕРЭ нами построены карты отношений ЕРЭ. При расчете отношений ЕРЭ не допускалось использование содержаний ЕРЭ ниже предельного по-

рога, который составлял: по урану –  $0.25 \cdot 10^{-4} \%$ , по торию –  $1 \cdot 10^{-4} \%$ , по калию –  $0.20 \%$ . Значение отношений ЕРЭ дается в условных единицах без учета показателя степени (сомножителя  $10^4$ ,  $10^{-4}$ ). По сравнению с картами содержаний отношения ЕРЭ характеризуются очень высокой контрастностью и меньше зависят от погрешностей съемки, что повышает достоверность выделения аномалий.

При обобщении результатов наземных исследований предварительно установлено, что характеристики отношений ЕРЭ образцов магматических пород Курил, в зависимости от типа щелочности и основности, образуют группы трендов [6]. На основе этих данных составлялась учитывающая основные тенденции таблица средних отношений ЕРЭ известковых и известково-щелочных вулкаников КОД разной основности. Тренды магматических пород известкового и известково-щелочного типа обладают диаметрально противоположными тенденциями, поэтому все классы пород могут быть однозначно проинтерпретированы по отношениям ЕРЭ. Выявленные взаимосвязи достаточно хорошо увязывались с картами отношений ЕРЭ, построенными по аэрогаммаспектрометрическим данным. Прямое сопоставление значений средних отношений ЕРЭ магматических комплексов показало сопоставимость результатов аэрогеофизических и наземных работ [8]. А именно, среднеквадратическая погрешность расхождения этих данных была чуть выше соответствующей величины точности аэрогеофизических данных. Исползованные для расчетов результаты наземных исследований отличались некоторой неполнотой, не учитывали количество образцов в выборках, а также расхождения в принципах классификации магматических пород, использованных разными авторами. Обычно авторы не указывали, в какой степени породы вторично изменены, что также приводило к широкому варьированию характеристик отношений ЕРЭ. Поэтому материалы для построения эталонных трендов и оценки сопоставимости аэрогаммаспектрометрии и наземных работ были тщательно пересмотрены.

#### РЕЗУЛЬТАТЫ ОБОБЩЕНИЯ ЛАБОРАТОРНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Данные о содержаниях элементов-индикаторов U, Th, K в образцах пород КОД из работ [1, 4, 23–25, 32, 36] были обобщены (табл. 1, рис. 1). Они откорректированы с использованием единых принципов классификации, основы которых изложены в [1, 26, 31]. Результаты анализов кислых пород Камчатки [32] приводятся в связи с недостатком соответствующих данных по Курилам. Они позволяют просле-

Таблица 1. Средние значения отношений ЕРЭ магматических комплексов Курил.

Наименование пород, [источник]	Приведенный состав	Кол-во изм.	Содержания ЕРЭ			Отношения ЕРЭ		
			U·10 <sup>-4</sup> %	Th·10 <sup>-4</sup> %	K%	U/Th	K/Th	U/K
1	2	3	4	5	6	7	8	9
Породы повышенной щелочности								
Плагиобазальт [23]	Плагиобазальт повышенной щелочности - переход к нормальной щелочности	1	0.19	0.36	0.46	0.53	1.27	0.41
Базальты [1]	Базальты	33	0.32	0.50	1.52	0.64	3.04	0.21
Андезибазальты [1]	Андезибазальты	21	0.41	0.60	1.71	0.68	2.85	0.24
Андезиты [24]	Андезиты – переход к андезибазальтам повышенной щелочности	16	0.41	0.60	1.95	0.68	3.25	0.21
Андезидациты [1]	Андезидациты	13	0.42	-	1.92	-	-	0.22
Андезидациты [24]	Андезиты - переход к андезидацитам	19	0.42	-	0.18	-	-	0.23
Трахидациты Центр. Камчатки [32]	Трахидациты	33	3.40	6.80	3.64	0.50	0.53	0.93
Трахидациты Вост. Камчатки [32]	Трахидациты	12	3.00	5.30	3.32	0.57	0.63	0.90
Трахиролиты Центр. Камчатки [32]	Трахиролиты	25	3.80	6.20	3.59	0.61	0.58	1.06
Щелочные трахидациты Центр. Камчатки [32]	Щелочные трахидациты	12	2.70	5.20	4.74	0.52	0.91	0.57
Пантеллериты и комендиты Центр. Камчатки [32]	Пантеллериты и комендиты	35	4.20	9.30	4.20	0.45	0.45	1.00
Породы нормальной щелочности								
Базальты [1]	Базальты	46	0.26	0.33	0.54	0.79	1.64	0.48
Базальты [24]	Базальты нормальной щелочности - переход к субщелочным	24	0.26	0.33	0.80	0.79	2.42	0.33
Андезибазальты [1]	Андезибазальты	57	0.33	0.40	0.79	0.83	1.98	0.42
Андезиты [24]	Андезибазальты - переход к андезитам	46	0.33	0.40	1.00	0.83	2.50	0.33
Ксенолит габбро-диорита [36]	Базальт	1	4.00	2.40	0.74	0.42	0.31	1.35
Оливиновый базальт [23]	Базальт-переход к андезибазальту, нормальной щелочности - переход к субщелочным	1	1.00	1.55	1.22	0.64	0.79	0.82
Современные лавы основного состава влк. Тятя [25]	Базальт	1	0.37	0.63	0.49	0.59	0.78	0.76
Современные лавы основного состава влк. Тятя [25]	Базальт нормальной щелочности - переход к низкощелочным	1	0.41	1.07	0.57	0.38	0.53	0.72
Позднемиоцен-плейстоценовые платобазальты влк. Хмельницкого [25]	Базальт – переход к андезибазальтам	1	1.25	3.68	1.12	0.34	0.30	0.89
Позднеплиоцен-плейстоценовые платобазальты о. Парамушир [25]	Базальт нормальной щелочности - переход к субщелочным	1	0.50	1.44	0.60	0.35	0.42	0.83
Андезиты [1]	Андезиты	51	0.40	0.50	1.00	0.80	2.00	0.40
Андезидациты [24]	Андезиты	17	0.40	0.50	1.10	0.80	2.20	0.36
Андезидациты, Курило-Камчатская зона [24]	Андезиты	149	0.55	0.67	1.28	0.82	1.91	0.43
Гранодиорит [36]	Дациты	1	1.90	6.80	1.79	0.28	0.26	1.06
Аплит [36]	Риолит	1	1.70	7.70	2.67	0.22	0.35	0.64
Липарито-дациты, Камчатка [24]	Риолиты нормальной щелочности - переход к субщелочным	52	1.50	2.10	2.08	0.71	0.99	0.72
Дациты, Центр. Камчатка [32]	Дациты	50	2.10	3.50	2.36	0.60	0.67	0.89
Дациты, Вост. Камчатка [32]	Дациты	39	2.20	4.30	2.48	0.51	0.58	0.89
Риолиты, Центр. Камчатка [32]	Риолиты	14	3.10	5.20	3.08	0.60	0.59	1.01
Риолиты, Вост. Камчатка [32]	Риолиты	11	3.00	4.90	2.95	0.61	0.60	1.02
Породы пониженной щелочности								
Базальты [1]	Базальты	18	0.20	0.20	0.30	1.00	1.50	0.67
Андезибазальты [1]	Андезибазальты	17	0.23	0.34	0.37	0.68	1.09	0.62

Таблица 1. (Продолжение).

1	2	3	4	5	6	7	8	9
Базальты [24]	Базальты нормальной щелочности - переход к низкощелочным	23	0.20	0.20	0.40	1.00	2.00	0.50
Андезиты [24]	Андезибазальты нормальной щелочности - переход к низкощелочным	38	0.23	0.34	0.55	0.68	1.62	0.50
Алехинская свита, обр. основного состава [25]	Базальт - переход к андезибазальту	1	0.24	0.60	0.27	0.40	0.45	0.89
Алехинская свита, обр. основного состава [25]	Базальт	1	0.19	0.51	0.17	0.37	0.33	1.12
Позднеплиоцен-плейстоценовые платобазальты о. Кунашир [25]	Андезибазальт	1	0.12	0.26	0.23	0.46	0.88	0.52
Вулканиды основного состава, влк. Кудрявый [25]	Базальты низкой щелочности - переход к субщелочным	1	0.11	0.27	0.28	0.41	1.04	0.39
Ксенолит габбро-диорита [36]	Андезит	1	1.00	1.40	0.83	0.23	0.19	1.21
Автолит (Мечниковский массив) [36]	Дацит - переход к андезитодациту	1	1.00	2.00	0.43	0.50	0.22	2.32
Ксенолит диорита [36]	Андезит	1	1.00	1.70	0.62	0.59	0.36	1.61
Дациты [1]	Дациты	13	0.30	0.53	0.64	0.57	1.21	0.47
Дациты [24]	Дациты - переход к андезитодацитам	16	0.30	0.53	0.55	0.57	1.04	0.55
Дацит экструзивного купола [4]	Дацит	1	0.54	0.80	0.58	0.68	0.73	0.93
Дацит экструзивного купола [4]	Дацит	1	1.00	1.40	0.60	0.71	0.43	1.67
Риолитовые пемзы [4]	Риолит	1	1.00	3.70	0.74	0.27	0.20	1.35
Риолитовые пемзы [4]	Риолит	1	1.00	1.90	0.75	0.53	0.39	1.33
Липарито-дациты [24]	Риолиты	4	0.53	0.50	1.00	1.06	2.00	0.53
Основная масса дацитов [4]	Риолит	1	1.00	0.80	0.50	1.25	0.63	2.00
Плагиигранит [36]	Риолит	1	1.00	2.00	0.07	0.50	0.04	14.3
Плагиигранит [36]	Риолито-дацит	1	1.20	2.20	0.28	0.55	0.13	4.29
Дациты Центр. Камчатки [32]	Дациты	12	1.30	2.40	1.54	0.54	0.64	0.84
Дациты Вост. Камчатки [32]	Дациты	47	1.30	2.40	1.47	0.54	0.61	0.88
Риолиты Вост. Камчатки [32]	Риолиты	14	2.00	3.60	2.42	0.55	0.67	0.83

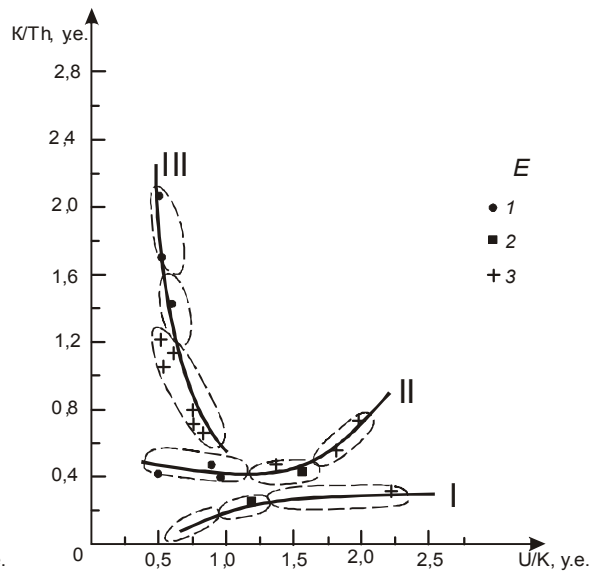
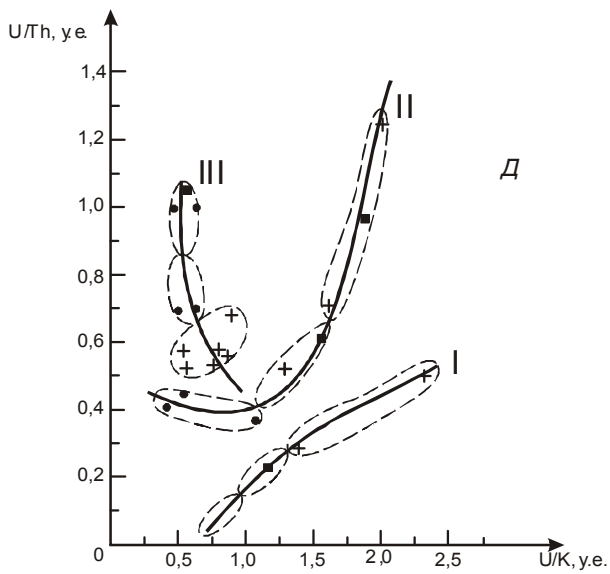
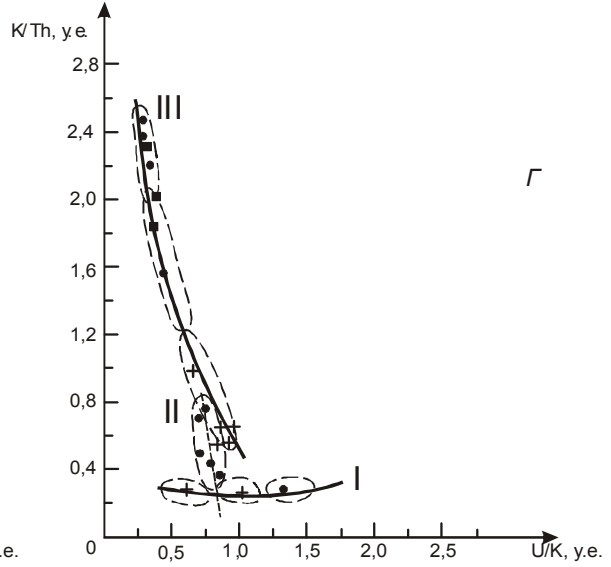
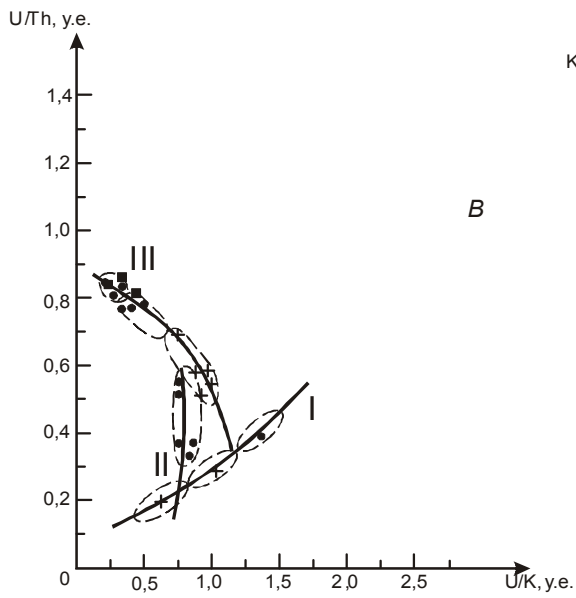
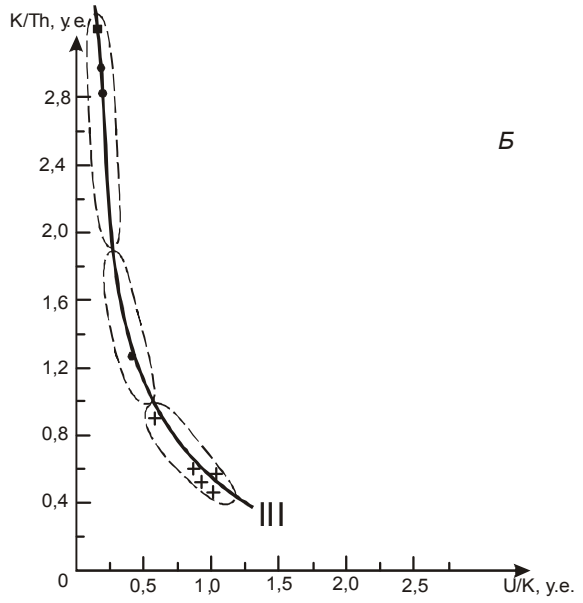
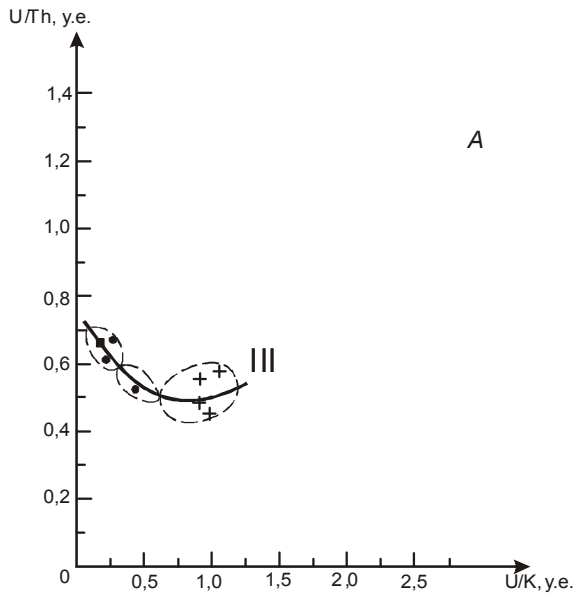
Примечания. 1. В графе 2 дается состав пород, откорректированный с использованием диаграмм классификации [1, 26]. 2. В связи со значительным расхождением состава кислых пород Курил и Камчатки при классификации кислых вулканидов Камчатки принята диаграмма классификации из [32].

дить только общую тенденцию, хотя вулканиды кислого состава Камчатки и Курил заметно (систематически) отличаются по характеристикам урана, тория, калия [24].

На рисунке 1 отображены тренды значений отношений ЕРЭ магматических пород Курил, в том числе Кунашира, повышенной, нормальной и пониженной щелочности в зависимости от их основности. Само существование трендов обусловлено проявленностью процессов флюидизации, так как значения отношений ЕРЭ магматических комплексов, сформированных только под воздействием процесса кристаллизационной дифференциации, трендов не образуют [8, 31]. Данные по породам нормальной и пониженной щелочности, статистически лучше обеспеченные, представлены сложной системой трех

трендов, явно не случайных (табл. 1, рис. 1). Гладкая форма (малая дисперсия) трендов, с позиций факторного анализа, является доказательством того, что влияние прочих факторов (смещение магм разного состава, влияние земной коры) на региональном уровне несущественно, хотя оно могло быть значительным при формировании отдельных вулканических построек.

На рис. 1-Д, Е кривая I описывает распределение значений отношений ЕРЭ интрузивных и субвулканических пород пониженной щелочности (объединены в субинтрузивный этап), кривая II – специфических вулканогенно-осадочных пород и вулканидов (платобазальты, дациты экструзивного купола, риолитовые пемзы). Их особенность заключается в том, что они формируются в самые начальные и заклю-





чительные этапы вулканического цикла, в периоды максимальной дегазации магмы [4, 25, 33, 36]. Так, излияния платобазальтов “маркируют начальные этапы развития наиболее крупных кальдер” [25, стр. 527], когда происходит интенсивная дегазация наиболее жидких магм [33]. С другой стороны, туфы, туффиты, туфоконгломерато-брекчии, а также пемзы среднего – кислого состава, особенно типичные для алахинской свиты, образуются на заключительных стадиях формирования кальдер, в периоды мощных эксплозивных извержений. Эффект объясняется тем, что довольно вязкие магмы конечных этапов способствуют накоплению в них газов, что приводит затем к интенсивному выбросу вулканического материала и вспениванию магм. Согласно А. Ритману [33], описанные эффекты универсальны для всех вулканов мира. Вулканизм на Курилах они могут характеризовать только в самом общем виде. Кривая III на рис. 1, Д, Е описывает средние значения отношений ЕРЭ, типичные для наиболее распространенного на Курилах андезитового комплекса [1, 23, 24, 31]. Она представляет собой распределение значений отношений ЕРЭ вулканитов, формирующихся в течение среднего, основного этапа вулканического цикла [31, 33]. Таким образом, тренды на рис. 1 – Д, Е полностью обусловлены процессами флюидизации:

1) кривая I типична для интрузивных и субвулканических пород, сформированных в практически закрытых магматических камерах, когда дегазация исключительно слаба и содержание газа в магмах минимально;

2) кривая II типична для начальных и конечных стадий вулканического процесса, когда дегазация максимальна и газовая составляющая в вулканитах сравнительно низка;

3) кривая III характерна для основного этапа вулканического процесса, когда формируются все лавы, за исключением плагобазальтов; дегазация протекает сравнительно равномерно и остаточное содержание газов в лавах максимально.

Островодужные образования нормальной щелочности (рис. 1 – В, Г) также описываются тремя трендами значений отношений ЕРЭ, подчиняющимися тому же закону. Для пород повышенной щелочности сделать подобные выводы невозможно из-за недостатка фактических данных (табл. 2).

Материалы разных авторов слабо сопоставимы, поэтому иногда в табл. 2 отмечаются пересечения значений отношений ЕРЭ смежных классов пород. С использованием уточненных данных табл. 2, была окончательно оценена сопоставимость результатов аэрогаммаспектрометрии и наземных исследований, предварительно проведенная в [8].

Расхождения данных аэрогаммаспектрометрии и наземных исследований в таблице 3 оцениваются величиной  $(1-2) \cdot \sigma$ , где  $\sigma$  – среднеквадратическая погрешность (для U/Th и K/Th – 0.1; для U/K – 0.25). Эти расхождения обусловлены отсутствием либо недостатком фактических материалов, использованием в отдельных случаях экстраполированных данных, значительными вариациями отношений ЕРЭ отдельных классов пород; в целом, сходимость данных воздушных и наземных исследований подтверждена.

Ранее предполагалось, что андезитовый комплекс должен характеризоваться трендом 3. Этот тренд описывает результаты наземных исследований, когда оценивались в основном значения ЕРЭ лав и вулканитов основного этапа, для которых свойственны очень высокие значения отношений ЕРЭ (U/Th – до 1.0 и более, K/Th до 2.0 и более (табл. 1, 2)). Из таблицы 3 следует, что образования андезитового комплекса на о. Кунашир, в основном, обладают значениями отношений ЕРЭ, характерными для этапа максимальной дегазации. Г.С. Горшков [11] отмечал, что для вулканизма Кунашира типично аномально высокое развитие пород кислого состава (формирующихся на этапе максимальной дегазации за счет эксплозивной деятельности). Лавовые потоки и комплексы основного этапа на Кунашире занимают сравнительно небольшие площади. Поэтому вулканиты основного этапа в полях отношений ЕРЭ практически не картируются.

Для интерпретации аэрогаммаспектрометрических данных удобнее пользоваться обобщенным трендом, построенным с учетом распространенности магматических комплексов разных этапов формирования (табл. 4).

#### ХАРАКТЕРИСТИКИ МАГМАТИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ ПО АЭРОГЕОФИЗИЧЕСКИМ ДАННЫМ

Магматические комплексы на островах КОД характеризуются низкофоновыми, слабоаномальными полями содержаний ЕРЭ, что затрудняет проверку

**Рис. 1.** Тренды значений отношений ЕРЭ магматических комплексов Курильских островов.

Комплексы: А, Б – повышенной щелочности; В, Г – нормальной щелочности; Д, Е – пониженной щелочности. Состав пород: 1 – основной, 2 – средний, 3 – кислый. Вулканические этапы: I – субинтрузивный, II – максимальной дегазации, III – основной вулканический этап.

Таблица 2. Значения отношений ЕРЭ магматических комплексов Курил в зависимости от степени флюидизации.

Приведенный состав пород	Отношения ЕРЭ магматических комплексов								
	повышенной щелочности			нормальной щелочности			пониженной щелочности		
	U/Th	K/Th	U/K	U/Th	K/Th	U/K	U/Th	K/Th	U/K
Основной вулканический этап									
Базальты – андезибазальты	0.60–0.72 (0.66)	1.90–3.30 (2.60)	0.05–0.30 (0.18)	0.78–0.87 (0.83)	1.95–2.55 (2.25)	0.25–0.50 (0.38)	0.85–1.05 (0.95)	1.55–2.05 (1.80)	0.45–0.70 (0.58)
Андезиты – Андезидациты	0.50–0.60 (0.55)	0.95–1.90 (1.43)	0.30–0.55 (0.43)	0.70–0.82 (0.76)	1.20–2.10 (1.65)	0.35–0.75 (0.55)	0.65–0.85 (0.75)	1.10–1.55 (1.33)	0.45–0.70 (0.58)
Дациты – риолиты	0.45–0.62 (0.54)	0.40–0.95 (0.68)	0.55–1.15 (0.85)	0.48–0.73 (0.61)	0.50–1.20 (0.85)	0.60–1.05 (0.83)	0.48–0.70 (0.59)	0.55–1.20 (0.88)	0.45–1.00 (0.73)
Субинтрузивный этап									
Породы основного состава				0.35–0.50 (0.43)	0.20–0.35 (0.28)	1.20–1.55 (1.38)	<0.15	0.05–0.15 (0.10)	<0.95
Породы среднего состава				0.25–0.35 (0.30)	0.20–0.35 (0.28)	0.90–1.20 (1.05)	0.12–0.28 (0.20)	0.05–0.25 (0.15)	0.95–1.30 (1.13)
Породы кислого состава				0.15–0.28 (0.22)	0.20–0.35 (0.28)	0.45–0.90 (0.68)	0.25–0.55 (0.40)	0.15–0.30 (0.23)	1.30–2.50 (≥1.9)
Этап максимальной дегазации									
Базальты – андезибазальты				0.32–0.55 (0.44)	0.25–0.85 (0.55)	0.70–0.95 (0.83)	0.33–0.48 (0.41)	0.32–0.52 (0.42)	0.35–1.15 (0.75)
Андезиты – Андезидациты				(0.30)	(0.30)	(0.72)	0.38–0.65 (0.52)	0.30–0.50 (0.40)	1.10–1.65 (1.38)
Дациты – риолиты				(0.10)	(0.10)	(0.36)	0.65–1.30 (0.98)	0.30–0.70 (0.50)	1.60–2.10 (1.85)

Примечание. В скобках указаны средние значения ЕРЭ вулканитов, в ряде случаев экстраполированные.

эффектов поперечной и продольной зональности. Отмечается закономерное повышение содержаний урана, тория, калия вкост Большой гряды КОД и размещение практически всех аномальных зон вблизи охотоморского побережья, что доказывает существование поперечной зональности. Во фронтальной и центральной зонах КОД крупные ареалы повышенных содержаний ЕРЭ практически отсутствуют, хотя довольно часто отмечаются локальные аномалии. Исключением является о. Кунашир. Здесь крупные по площади, хотя и очень слабые, зоны повышения калия (фон более 0.5–0.6 %) отмечаются и во фронтальной части острова (вулканы Тятя, Менделеева, юг острова). Очень важен вопрос площадного соответствия региональных зон повышенных содержаний калия, выделенных по аэрогеофизическим данным, схеме поперечной зональности, построенной на основе индекса классификации [31].

На карте содержаний калия изученных аэрогаммаспектрометрией островов КОД выделяются зоны двух классов: низкокалиевые (фон 0.25–0.40 %, аномалии до 0.5–0.75 %) и средней калиевости (фон 0.40–0.75 %, аномалии до 1.5 %), которые в первом приближении соответствуют зонам распространения пород пониженной и нормальной щелочности на схеме [31]. Отмечается слабая корреляция этих зон с аномальными повышениями урана и тория. При этом вы-

деляются ареалы низкой радиоактивности (фон урана  $(0.3–0.75) \cdot 10^{-4}$  %, тория –  $(0.5–1.5) \cdot 10^{-4}$  %; аномалии урана – до  $(1–1.25) \cdot 10^{-4}$  %, тория – до  $2 \cdot 10^{-4}$  %) и средней радиоактивности (фон урана  $(0.75–1.25) \cdot 10^{-4}$  %, тория –  $(1.5–2.25) \cdot 10^{-4}$  %; аномалии урана – до  $(2.25–2.5) \cdot 10^{-4}$  %, тория – до  $(2.5–5) \cdot 10^{-4}$  %).

Описываемый ранее эффект продольной зональности [24, 25, 31] определялся, в основном, аномальным составом (пониженной калиевостью) вулканов южной части КОД, расположенных на о-вах Кунашир и Итуруп. Особенно высокой известковостью обладали образования вулкана Головнина. Широкое распространение зон слабых аномальных повышений калия на острове Кунашир ослабляет эффект продольной зональности КОД. Вероятно, крупные аномальные ареалы калия на о. Кунашир связаны с развитием здесь пород кислого состава [11].

Следовательно, данные аэрогаммаспектрометрии показывают наличие четкого эффекта поперечной зональности КОД, в том числе Кунашира, близкого схеме [31]; наличие эффекта продольной зональности не очевидно.

Характеристики магматических комплексов о. Кунашир определялись с использованием карт масштаба 1:50 000, в том числе аэромагнитного поля, отношений ЕРЭ, для контроля – содержаний ЕРЭ, геологических материалов [10, 29, 31] и тренда обоб-

Таблица 3. Оценка сопоставимости данных аэрогаммаспектрометрии и наземных исследований.

Наименование комплекса (состав пород)	Приведенный состав пород (вулканический этап)	Отношения ЕРЭ магматических комплексов					
		по данным аэрогаммаспектрометрии			по данным лабораторных работ		
		U/Th	K/Th	U/K	U/Th	K/Th	U/K
Габбро-кварцевый (плагиограниты, кварцевые диориты)	Средний состав, пониженной щелочности (субинтрузивный этап)	0.45	0.40	1.10	0.52	0.40	1.38
«Зеленотуфовый» (вулканогенно- осадочные породы, туфы, туффиты среднего - кислого состава)	Андезиты, дациты-риолиты нормальной щелочности – переход к пониженной щелочности (этап максимальной дегазации)	0.45	0.43	1.13	0.48	0.33	1.08
Вулканогенно-кремнисто- диатомовый (туфы, туффиты среднего состава)	Андезиты, реже андезидациты пониженной щелочности (этап максимальной дегазации)	0.57	0.55	0.95	0.52	0.40	1.38
Базальтоидный (туфы, туффиты основного состава)	Базальты, андезибазальты пониженной щелочности – переход к нормальной щелочности (этап максимальной дегазации)	0.53	0.53	0.65	0.43	0.49	0.79
Андезитовый, влк. Головнина (пирокластита среднего состава)	Андезиты, андезидациты пониженной щелочности (этап максимальной дегазации)	0.50	0.34	1.20	0.52	0.40	1.38
Андезитовый, влк. Тяга (платобазальты, пирокластита основного состава)	Андезибазальты, базальты нормальной щелочности – переход к пониженной щелочности (этап максимальной дегазации)	0.48	0.46	1.05	0.43	0.49	0.80
Андезитовый, влк. Менделеева (андезиты, пирокластита среднего состава)	Андезиты пониженной щелочности (этап максимальной дегазации – основной этап)	0.75	0.76	1.30	0.64	0.86	0.98
Андезитовый, влк. Менделеева (пирокластита, пемзы кислого состава)	Дациты-риолиты нормальной щелочности – переход к пониженной щелочности (этап максимальной дегазации)	0.38	0.51	0.65	0.54	0.30	1.11
Кварцевый вулканогенно- осадочный (вулканогенно- осадочные породы кислого состава)	Риолиты-дациты пониженной щелочности - переход к нормальной щелочности (этап максимальной дегазации)	0.56	0.49	1.10	0.54	0.30	1.11

Примечание. 1. Приведенный состав определялся с привлечением данных о среднем химическом составе пород [31, табл. 8, стр. 46, табл. 17, стр. 84]. 2. Этап вулканической деятельности (тип используемого тренда) в графе 2 определялся с учетом преимущественного состава магматического комплекса. 3. Тип петрохимической серии в графе 2 уточнялся с использованием вариационной диаграммы средних составов вулкаников [31, рис. 56]. 4. Характеристики отношений ЕРЭ переходного типа (по основности либо щелочности) рассчитывались как средние арифметические всех включенных классов.

Таблица 4. Обобщенные характеристики отношений ЕРЭ магматических комплексов Курил.

Приведенный состав	Степень распространения			Отношения ЕРЭ					
				Средневзвешенные значения			Пределы изменения		
	k <sub>1</sub>	k <sub>2</sub>	k <sub>3</sub>	U/Th	K/Th	U/K	U/Th	K/Th	U/K
Известково-щелочная петрохимическая серия (нормальная щелочность)									
Базальты, андезибазальты	0	0.5	0.5	0.64	1.40	0.61	0.60–0.80	1.15–1.55	0.25–0.85
Андезиты, андезидациты	0.1	0.45	0.45	0.51	0.91	0.68	0.40–0.60	0.75–1.15	0.25–0.85
Дациты-риолиты	0.2	0.40	0.40	0.33	0.44	0.61	0.20–0.40	0.30–0.75	0.25–0.85
Известковая петрохимическая серия (пониженная щелочность)									
Базальты, андезибазальты	0	0.5	0.5	0.68	1.11	0.67	0.45–0.85	0.90–1.25	0.25–0.80
Андезиты, андезидациты	0.1	0.45	0.45	0.59	0.79	1.00	0.45–0.85	0.65–0.90	0.80–1.25
Дациты-риолиты	0.2	0.4	0.4	0.71	0.60	1.41	0.45–0.85	0.45–0.65	1.25–1.80

Примечание. 1. Диапазон изменения отношений ЕРЭ составлял  $M \pm (1-2) \cdot \sigma$ , где  $\sigma$  – среднеквадратическая погрешность. 2. Средневзвешенные отношения ЕРЭ рассчитывались по формуле  $M = k_1 \cdot M_1 + k_2 \cdot M_2 + k_3 \cdot M_3$  (1), где  $M_1, M_2, M_3$  – средние значения отношений ЕРЭ,  $k_1, k_2, k_3$  – степень распространенности (весовая доля), причем  $k_1 + k_2 + k_3 = 1$ ,  $i=1, 2, 3$  – номер вулканического этапа (тренда)

ценных характеристик отношений ЕРЭ (табл. 4). При составлении схемы интерпретации наиболее информативны карты магнитного поля и уран-калиевых отношений. Широко распространенные на Кунашире породы кислого состава контрастно выделяются фоновыми аномалиями:  $U/K < 0.9-1.0$  для пород нормальной щелочности,  $U/K \gg 1.0-1.2$  для пород пониженной щелочности. На рисунке 2 для иллюстрации приводятся фрагменты геолого-геофизических карт пород преимущественно нормальной щелочности (вулкан Менделеева).

Принципы выделения вторично измененных пород и их характеристики кратко описаны в [7]. Фрагментарность развития некоторых комплексов не дает возможности проследить региональные изменения – метаморфогенные (“зеленотуфовый” комплекс) и палагонитизацию (базальтоидный комплекс). Под их воздействием фоновые значения отношений ЕРЭ могут закономерно варьировать. Локальные гидротермально-метасоматические изменения характеризуются очень контрастными локальными аномалиями ЕРЭ. В полном соответствии с геологическими данными и с [7] на Кунашире картируются многочисленные ореолы пропилитов и кварц-гидрослюдистых метасоматитов, по-видимому, близких к аргиллизитам. Довольно редко отмечаются ореолы метасоматитов с нетипичными характеристиками отношений ЕРЭ, которые, с учетом [7], интерпретируются как хлорит-альбит-эпидотовые породы. Изредка встречается еще один тип слабых изменений, уверенно идентифицировать которые не удалось (интерпретируются как слабые изменения кварц-гидрослюдистой ассоциации).

Метасоматиты идентифицируются по отношениям ЕРЭ уверенно. Так, для образований кварц-гидрослюдистой ассоциации типично резкое повышение значений отношений  $U/Th$  и  $K/Th$  при фоновом либо пониженном  $U/K$  [7]. Для породных аномалий это несвойственно: никакие вариации щелочности и основности пород не дадут подобного эффекта (табл. 4). Пропилиты на Кунашире выделяются интенсивны-

ми аномалиями  $U/Th$  (до 2.0–2.5) и  $K/Th$  до 1.7. Для пород нормальной щелочности также отмечается тенденция повышения значений отношений  $U/Th$  и  $K/Th$ , но при этом значения  $U/Th$  возрастают слабо (до 0.80, табл. 5).

Вулканиды о. Кунашир отличаются аномально высокой известковостью, что и подтверждается характеристиками отношений ЕРЭ [25, 31]. При этом выделяются крупные ареалы пород нормальной щелочности (известково-щелочных) на самом юге острова и в его северо-восточной части, коррелирующиеся с аномалиями теплового потока. Относительно повышенная щелочность вулканических комплексов на северо-западе острова также коррелирует с повышенным тепловым потоком и отражает поперечную зональность островной дуги. Тип щелочности наиболее крупных интрузивных массивов (Мечниковского и Докучаевского), установленный на основе геолого-геофизической интерпретации, полностью соответствует результатам наземных исследований [36].

Хотя вулканиды основного состава на Кунашире распространены относительно широко [31], базальтоиды основного вулканического этапа, по данным аэрогаммаспектрометрии, не образуют крупных ареалов, так как типичные для них аномалии ( $K/Th > 1.4$ ) очень редки. Обычно вулканиды на Кунашире картируются отрицательным магнитным полем, а его дифференцированность определяется, в первую очередь, глубиной формирования комплекса. Четвертичные андезиты и базальтоиды характеризуются высоко дифференцированным отрицательным магнитным полем, на фоне которого выделяются отдельные локальные аномалии интенсивностью от  $-800 - -700$  до  $+300 - +500$  нТл. Породы интрузивного комплекса кварцевых диоритов, в том числе залегающие на глубине, уверенно выделяются крупными слабоизрезанными (сплаженными) аномалиями относительно повышенного, обычно положительного поля  $\Delta T$  интенсивностью до  $+700 - +1000$  нТл. С учетом геофизической практики, локальные аномалии интенсивностью до  $+2000 - +3000$  нТл, типичные для ареалов

**Рис. 2.** Карты физических полей и схема интерпретации аэрогеофизических материалов (вулкан Менделеева).

Карты и схемы: А – карта уран-калиевых отношений, Б – карта калий-ториевых отношений, В – карта магнитного поля, Г – схема интерпретации аэрогеофизических материалов. Структурно-формационные комплексы, в т.ч. вулканогенно-осадочные: 1 – “зеленотуфовый”, 2 – вулканогенно-кремнисто-диатомитовый, 3 – андезибазальтовый, 4 – андезитовый, 5 – андезитовый (породы преимущественно кислого состава); интрузивные: 6 – комплекс кварцевых диоритов. Границы раздела: 7 – границы комплексов, 8 – разрывные нарушения, 9 – границы ореолов метасоматитов, 10 – границы раздела основных структурных элементов вулкана. Типы метасоматоза: 11 – пропилитизация, 12 – кварц-гидрослюдистые изменения. Основные структурные элементы вулкана (с учетом данных Г.С. Горшкова [11]): 13 – центральный кратер, 14 – центральный конус, 15 – очертания древней кальдеры, 16 – II сомма, 17 – I сомма.

На врезке звездочкой показано расположение влк. Менделеева.



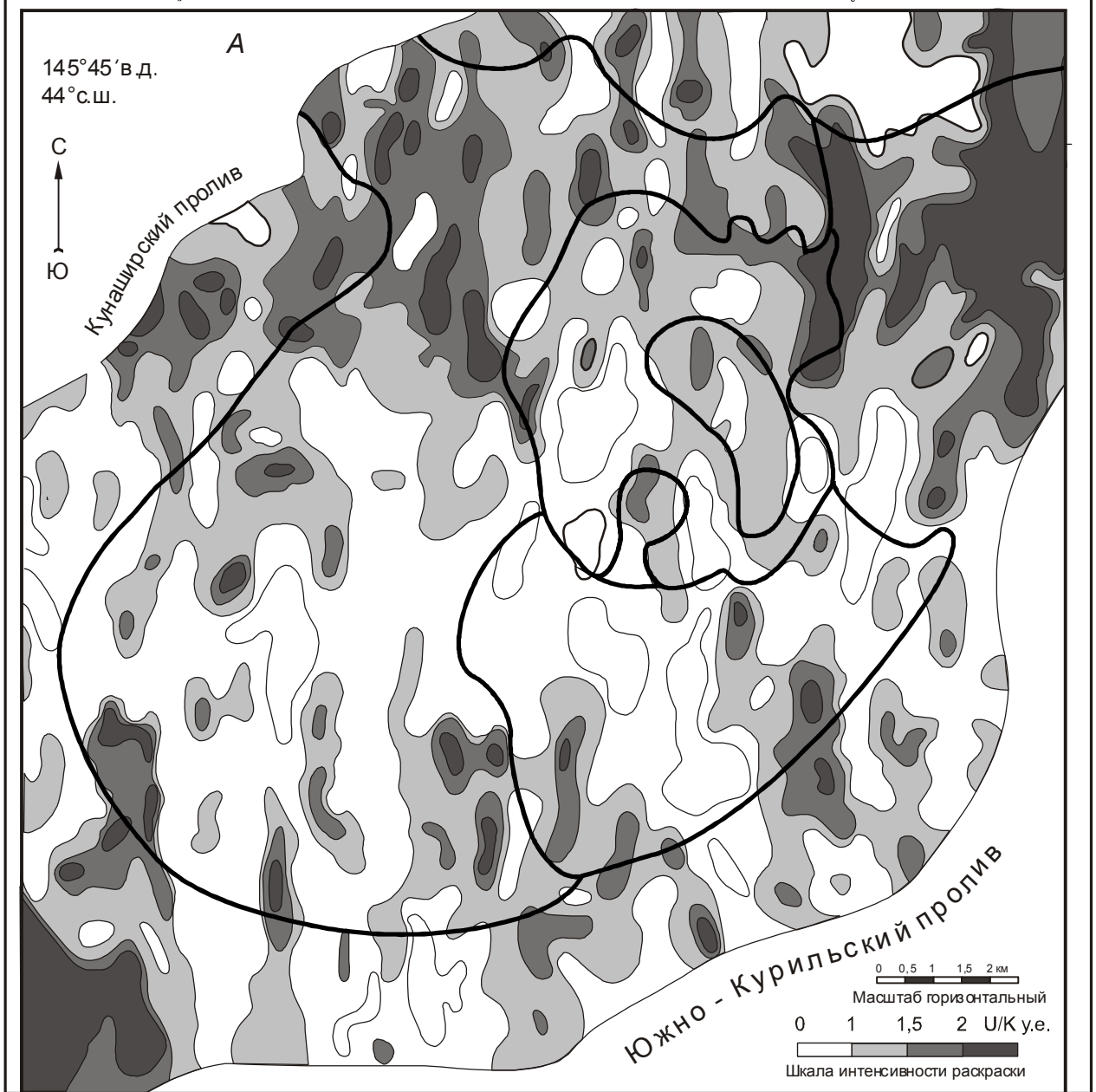
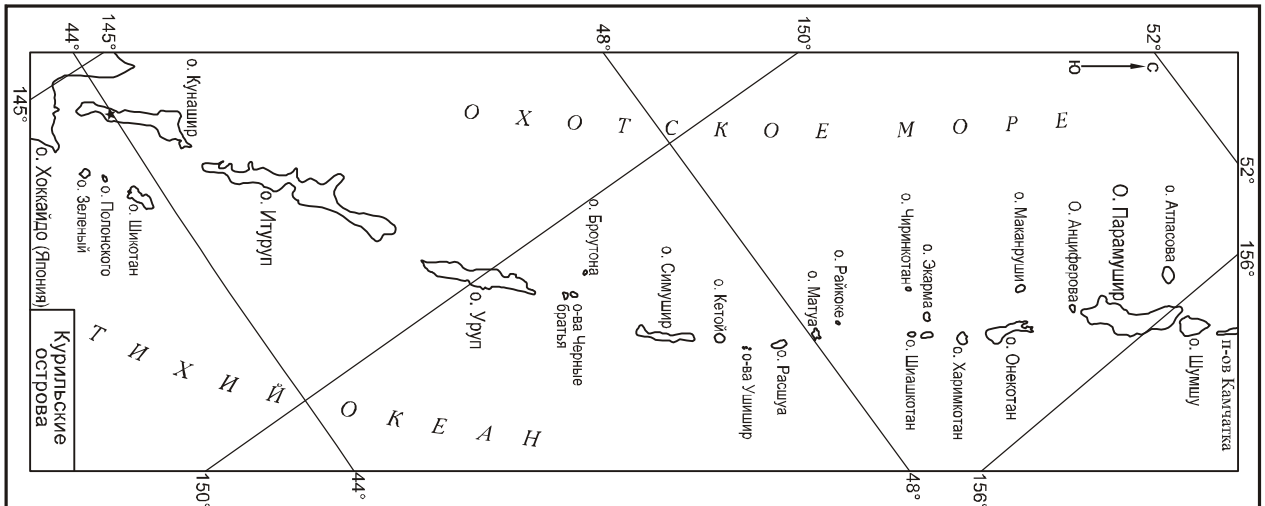






Рис. 2. (Продолжение).

кварцевых диоритов, связываются с крупными линзами и гнездами магнитоактивных минералов (магнетита, титаномагнетита).

Для интрузивных тел, выходящих на поверхность, характерны спокойные поля отношений ЕРЭ и слабая распространенность локальных аномалий (гидротермалитов), связанных обычно с зонами экзо-эндоконтактов. Когда интрузии залегают на некоторой глубине, в надинтрузивной зоне и в области их

контакта, с учетом данных аэрогаммаспектрометрии, обычно широко распространены локальные ореолы гидротермально-метасоматически измененных пород (локальные аномалии отношений ЕРЭ). Надинтрузивные зоны интенсивных гидротермально-метасоматических изменений однозначно выделяются среди полей развития всех структурно-формационных комплексов, в том числе наиболее молодого андезитового. Внедрение интрузивного комплекса связыва-

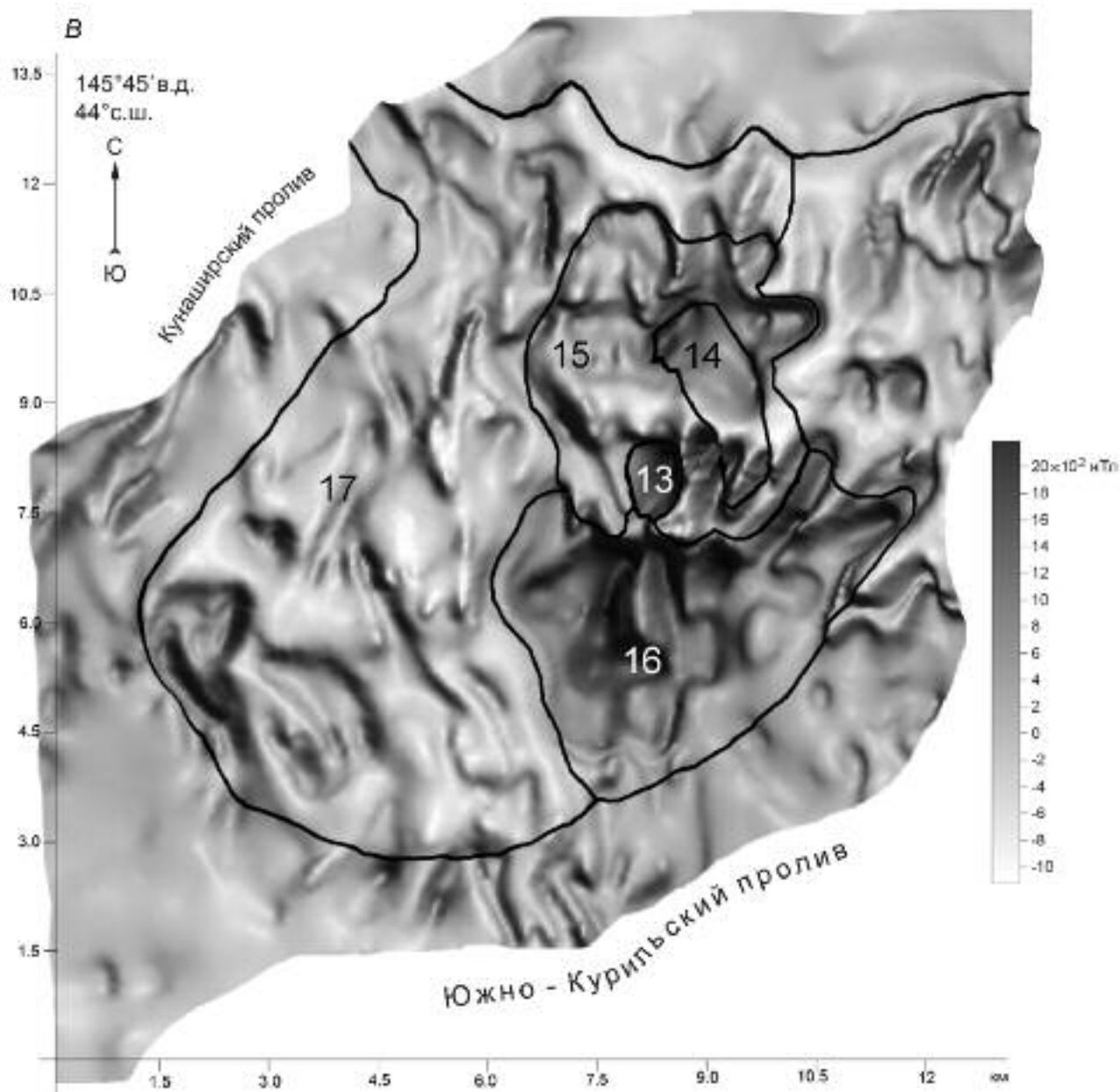


Рис. 2. (Продолжение).

ется с завершающими фазами формирования наиболее древнего “зеленотуфового” комплекса. Следовательно, становление интрузивных массивов было длительным, а отделение постмагматических растворов совмещалось со всеми фазами вулканизма вплоть до настоящего времени.

#### РЕЗУЛЬТАТЫ ИНТЕРПРЕТАЦИИ АЭРОГЕОФИЗИЧЕСКИХ ДАННЫХ О. КУНАШИР

Почти все крупные вулканы острова имеют четкое зональное строение^ по интенсивности и морфологии магнитного поля картируются ядро и внешняя

зона. Эта зональность подчеркивается также степенью и типом развития гидротермально-метасоматических пород, выделенных по данным аэрогаммаспектрометрии. Ниже при описании вулканов приводится интегральный тип щелочности, т. е. преобладающий на площади всей вулканической постройки (обычно площадь составляет 50–100 км<sup>2</sup> и более).

У вулкана Менделеева (рис. 2В) в ядре по магнитному полю выявлено крупное интрузивное тело. Здесь широко распространены также локальные магнитные аномалии интенсивностью до +2000-+2600 нТл условно “магнетитовой” природы. образо-

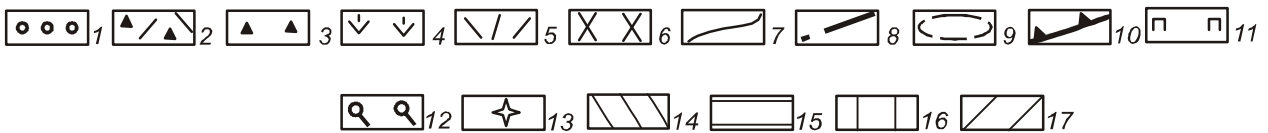
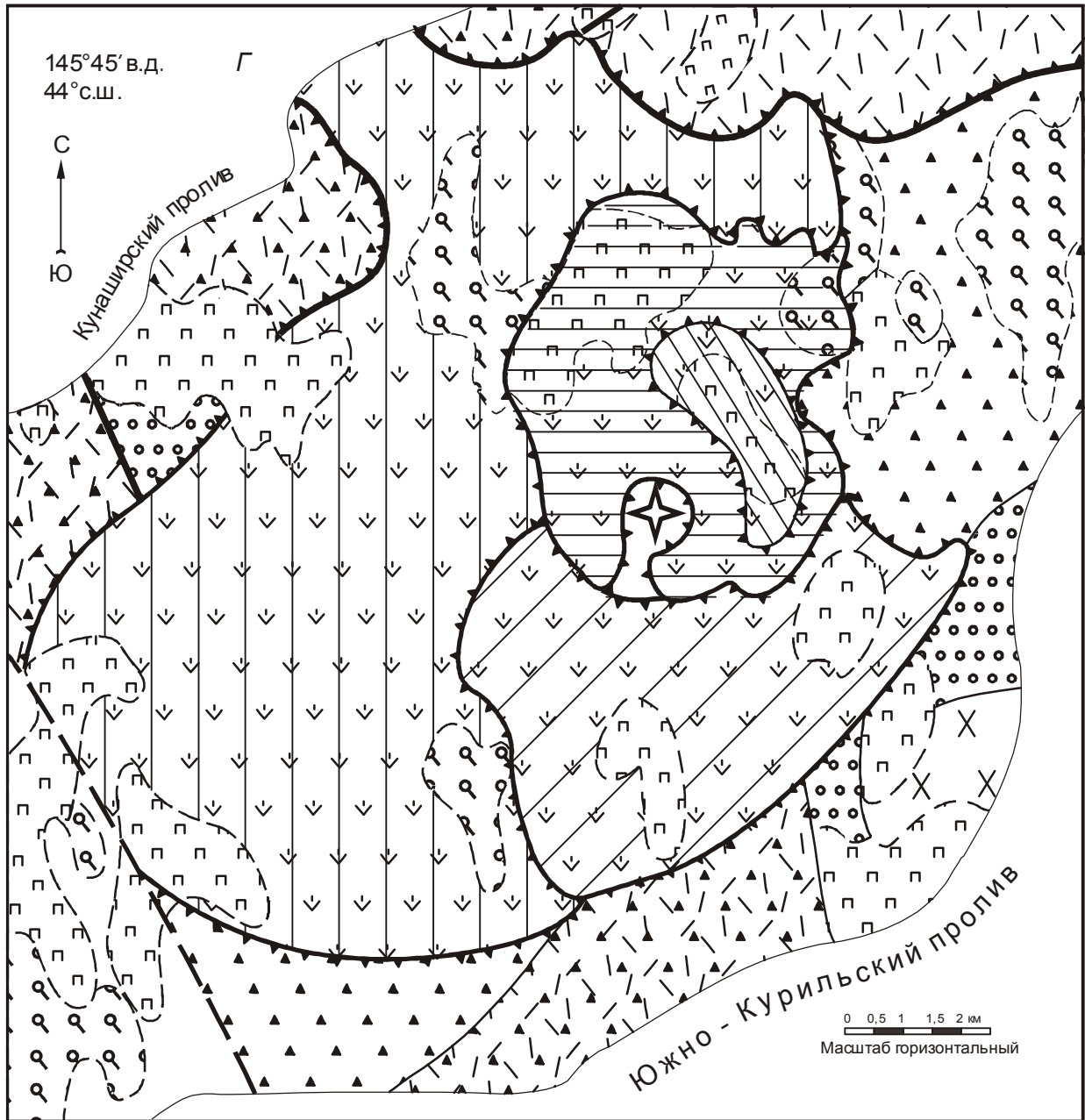


Рис. 2. (Окончание).

вания влк. Менделеева относятся преимущественно к известково-щелочному типу (отличаются пониженными уран-калиевыми отношениями (рис. 2А)); для них характерна слабая проработка вторичными процессами, причем гидротермально-метасоматические изменения тяготеют к внешней зоне (рис. 2Б, Г).

В целом, ниже по степени щелочности вулканические комплексы ареала Тятя, относящиеся в основном к переходному типу между известковым и известково-щелочным. В ареале Тятя четко выделяются ядро и внешняя зона, но, с учетом магнитного поля, в ядре расположено сравнительно небольшое,

Таблица 5. Геолого-геофизические характеристики магматических комплексов острова Кунашир.

Наименование комплекса	Магнитное поле ΔТ, нТл			Фооновые отношения ЕРЭ (локальные повышения)			Приведенный состав	Распределение вторичных изменений	
	Интенсивность		Дифференцированность	U/Th	K/Th	U/K		Ведущий тип	Степень распространения
	Фон	Локальные аномалии							
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
«Зеленогубый» (северо-запад острова)	около нуля	-200 – +100	Спокойное (знакопеременное)	0.3–0.8	0.2–0.5	0.8–1.6 (до 3.0–3.5)	Кислый, редко средний, пониженной щелочности, редко переход к нормальной щелочности	Кварц-гидрослюдистые, реже пропилиты	Очень высокая
То же (на глубине интрузия среднего состава)	0 – +100 – +200	+300 – +600	То же (слабо повышенное)	0.3–1.0 (до 2.0–2.2)	0.3–0.9 (до 1.7)	0.8–1.5 (до 2.0–2.5)	Средний-кислый пониженной щелочности	Кварц-гидрослюдистые, пропилиты	Высокая
Комплекс кварцевых диоритов (северо-запад)	+100 – +200	до +600 – +800	Крупные слабоизрезанные аномалии	0.25–0.5 (до 1.89)	0.3–0.5	0.6–1.25	Кислый, нормальной щелочности, редко переход к пониженной щелочности	Кварц-гидрослюдистые в зоне экзо-эндоконтакта, реже пропилиты	Очень слабая
То же (интрузия на глубине)	+100 – +200	до +600 и выше	То же	0.5–0.8	0.4–0.7	0.6–1.0, редко 1.0–1.5	Средний, редко кислый, нормальной щелочности – переход к пониженной щелочности	Хлорит-альбит-эпидотовые пропилиты	Средняя, выше средней в надинтрузивной зоне
То же (центр-юг)	0 – +200, реже -100 – +100	до +600 – +1000	То же	0.3–0.7	0.3–0.6	0.7–1.2	Средний-кислый, пониженной щелочности	Кварц-гидрослюдистые, пропилиты	Средняя, выше средней в надинтрузивной и контактовой зоне
Вулканогенно-кремнисто-диатомовый (северо-запад)	0 – -100 – -200	до +100 – +200	Спокойное	0.2–0.6	0.4–0.6	0.75–1.1	Кислый, нормальной щелочности	Кварц-гидрослюдистые, пропилиты	Очень слабая
То же (центр острова)	-100 – +100	до +200	То же	0.3–0.8 (до 1.66)	0.4–0.6, редко 0.25–0.4 (до 0.8)	0.9–1.7, редко 0.6–0.9	Кислый-средний пониженной щелочности, очень редко нормальной щелочности	Пропилиты	Слабая
То же (юг острова)	-300 – +800	до +100	То же	0.3–0.7 (до 1.6–2.08)	0.3–0.6 (до 1.1)	0.6–1.0, чаще 1–1.6 (до 2.0)	Кислый-средний пониженной щелочности, редко средний нормальной щелочности	Пропилиты	Средняя
То же (на глубине интрузия кварцевых диоритов)	-300 – +200	до +300	То же	0.3–0.7, реже 0.9 (до 1.66–2.22)	0.3–0.7 (до 1.10–1.60)	0.6–1.2	Средний нормальной щелочности (на юге средний-кислый – переход от нормальной щелочности к пониженной щелочности)	Пропилиты	Слабая-средняя в надинтрузивной зоне
Базальтоидный	Около нуля	-500 – +500	То же	0.2–0.6, 0.5–1.0 (до 2.5)	0.3–0.8 (до 1.5)	0.3–0.8, редко 1.0–1.5 (до 2–4)	Основной, кислый пониженной щелочности – переход к нормальной щелочности	Пропилиты, кварц-гидрослюдистые	Слабая, в надинтрузивной зоне очень высокая
Андезитовый комплекс (вулканиды среднего состава)	Около нуля	-500 – +500	Резко дифференцированное	0.3–0.8	0.2–0.6	0.8–1.3, реже 1.3–2.0 (до 3.0)	Средний, реже кислый пониженной щелочности	Кварц-гидрослюдистые	Слабая, в зоне контакта до средней
То же (на глубине интрузия кварцевых диоритов)	+100 – +200	От -800 до +1000	Слабоизрезанное (много локальных аномалий)	0.2–0.7	0.2–0.5 (в зоне контакта 0.4–0.7)	0.7–1.3 (до 2.2)	Средний пониженной щелочности	Кварц-гидрослюдистые	Средняя-высокая в надинтрузивной зоне

Таблица 5. (Продолжение).

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Андезитовый комплекс (вулканогенно-осадочные, кислого состава, вулкан Менделеева)	0 – +100	+200 – +300, редко до +500	Спокойное	0.3–0.8 (до 1.0–2.0)	0.3–0.8 (до 1.0–1.2)	0.8–1.5 (до 2.0–3.0)	Средний, реже кислый, пониженной щелочности	Кварц-гидрослюдистые, пропилиты	Средняя в надинтрузивной зоне
То же (вблизи вулкана Головнина)	-200 – -300	до -100	Спокойное (отрицательное)	0.2–0.8 (до 2.20)	0.4–0.8 (до 1.66)	0.4–1.0 (редко 1.0–1.5)	Кислый, нормальной щелочности	Пропилиты реже хлорит-альбит-эпидотовые	Высокая
Андезитовый (вулканогенно-осадочные породы)	+100 – +200	Нет	Слабоизре- занная крупная аномалия	0.3–0.8 (до 1.8)	0.3–0.7 (до 1.25)	0.5–1.0 (до 2.00–3.00)	Кислый, нормальной щелочности	Кварц-гидрослюдистые, пропилиты	Очень высокая в надинтрузивной зоне
Андезитовый комплекс (крупные вулканы)									
Вулкан Руруй	0 – +250	-250 – +500, редко до +(750–1000)	Средне- Дифферен- цированное	0.2–0.6	0.2–0.4	1.1–2.0 (до 3.0)	Кислый пониженной щелочности	Кварц-гидрослюдистые	Очень слабые
Вулкан Смирнова (ядро)	около нуля	-500 – +500 редко до +750	То же	0.3–0.6	0.2–0.4	1.2–2.0 (до 3–3.5)	Кислый, пониженной щелочности	Кварц-гидрослюдистые	Средняя-слабая
Вулкан Смирнова (внешняя зона)	0 – +500	-750 – +3000	Высоко- дифферен- цированное	0.4–0.9 (до 2.0)	0.2–0.8 (до 1.25)	1.1–2.0 (до 3.5–5.0)	Кислый, редко средний, пониженной щелочности	Кварц-гидрослюдистые	Очень высокая
Вулкан Тятя (ядро)	0 – +500	до 1500	Высоко- дифферен- цированное	0.3–0.8	0.3–0.6	0.7–1.5	Существенно средний, пониженной щелочности	Кварц-гидрослюдистые	Очень слабая
Вулкан Тятя (внешняя зона, пирокластика)	0 – -250	от +250 до -750	Средне- дифферен- цированное	0.4–0.9	0.4–0.7	0.6–1.2	Средний, переход от пониженной щелочности к нормальной щелочности	Кварц-гидрослюдистые, пропилиты	Средняя, ниже средней
То же, (лаво- вые потоки, зона контакта)	0 – -250	от +500 до -750	То же	0.4–1.0 (до 1.88)	0.3–0.8	0.7–1.5 (до 2.7)	Средний, пониженной щелочности, редко нормальной щелочности	Кварц-гидрослюдистые	Средняя-высокая
Вулкан Тятя (северо-восток)	-250 – -500	редко до +250	То же	0.6–1.3 (до 2.0)	0.5–1.2 (до 1.7)	0.7–1.5 (до 2.2)	Существенно основной, переход от пониженной щелочности до нормальной щелочности	Пропилиты	Высокая
Вулкан Менделеева (ядро)	0 – +500	до +2600	Крупная слабоизре- занная аномалия	0.2–0.7	0.3–0.8 (до 1.2)	0.3–1.1	Средний, редко кислый, нормальной щелочности	Хлорит-альбит-эпидотовые	Очень слабая
Вулкан Менделеева (внешняя зона)	-200 – -500	-800 – +500	Высоко- дифферен- цированное	0.4–0.8 (до 2.1)	0.4–0.8 (до 1.5)	0.7–1.3 (до 3.0)	Средний, нормальной щелочности-переход к пониженной щелочности	Кварц-гидрослюдистые, пропилиты	Средняя
Вулкан Головнина (центральная часть)	-300 – -500	-900 – +1000 (до +3000 редко)	Средне- дифферен- цированное	0.3–1.0 (до 1.9)	0.3–0.9 (до 1.7)	1–1.9 (до 3–3.5)	Кислый, редко средний, пониженной щелочности	Пропилиты, кварц-гидрослюдистые	Высокая
То же (внешняя часть)	Около нуля	-500 – +700 (очень редко до +1500)	Высоко- дифферен- цированное	0.5–1.0 (до 2.5)	0.2–0.9 (до 1.2–1.5)	1–1.9 (до 4.5)	Кислый-средний, пониженной щелочности	Пропилиты, кварц-гидрослюдистые	Очень высокая



скорее, субинтрузивное тело. К ядру здесь также тяготеют аномалии “магнетитовой” природы, а к внешней зоне – довольно многочисленные аномалии отклонений ЕРЭ, типичные для метасоматитов.

В ареале вулкана Головнина распространены вулканиды повышенной известковости, характеризующиеся относительно высокими уран-калиевыми отношениями и дифференцированным отрицательным полем  $\Delta T$ . Центральная часть ареала описывается сравнительно сглаженным магнитным полем с фоном от  $-300$  до  $-500$  нТл, что позволяет проследить ядро. По-видимому, здесь на глубине присутствует интрузивное тело, предположительно, кислого состава. Аномалии “магнетитовой” природы на площади вулкана Головнина практически отсутствуют и не тяготеют к его ядру; широко развиты гидротермально-метасоматические изменения.

Вулканиды системы вулкан Руруй – древний вулкан Смирнова по отношениям ЕРЭ также отличаются высокой известковостью. В ареале вулкана Смирнова по магнитному полю контрастно выделяются ядро и внешняя зона. Ядро картируется дифференцированным отрицательным магнитным полем, а внешняя зона – высоко дифференцированным положительным, с большим количеством аномалий «магнетитовой» природы. Степень развития гидротермально-метасоматических изменений высокая, причем они тяготеют к внешней зоне. Четвертичный вулкан Руруй, по данным интерпретации, обладает аномальными характеристиками. Ядро, внешняя зона и аномалии “магнетитовой” природы здесь не картируются, но для ареала вулкана типично в целом повышенное магнитное поле. По характеристикам отношений ЕРЭ, вулканиды ареала Руруй преимущественно кислого состава и практически не изменены.

Для вулканов Менделеева, Тятя, Головнина ведущим типом изменений являются пропилиты, хотя кварц-гидрослюдистые изменения распространены также достаточно широко. В системе вулкан Смирнова – Руруй отмечаются только кварц-гидрослюдистые метасоматиты. Известно, что для метасоматитов типична зональность, причем пропилиты образуются обычно в самой верхней части надинтрузивной зоны, а кварц-гидрослюдистые изменения – в средней ее части, ближе к материнской интрузии [5]. Следовательно, в системе Смирнова – Руруй магматические очаги и связанные с ними интрузивные тела расположены на сравнительно небольшой глубине.

Последовательность вулканов Менделеева – Тятя – Головнина – Руруй определяется, по данным аэрогаммаспектрометрии, постепенным понижением щелочности вулканических комплексов. С учетом

морфологии вулканов, она согласуется также с циклическостью развития вулканов КОД, причем степень циклического развития в этом ряду падает [11, 33]. Так, в формировании вулкана Менделеева, относящегося к типу Сомма-Везувий, выделяется не менее двух завершенных циклов, а стратовулкан Руруй находится на начальной стадии циклического развития. Следует подчеркнуть, что построение аналогичной последовательности с использованием петрохимических данных наземных исследований, приводит к совершенно иным результатам [23, 24, 26]. По данным Ю.А. Мартынова, относительная щелочность вулканидов Тятя значительно выше, чем у преимущественно известковистых образований вулкана Менделеева [26]. Наземные данные малочисленны и характеризуют обычно центральную часть вулканической постройки. По данным аэрогаммаспектрометрии, в пределах каждой вулканической постройки выделяются как известковые, так и известково-щелочные вулканиды; тип щелочности в вышеописанном ряду – интегральная характеристика. Кроме того, рассматриваемая циклическая последовательность формирования является универсальной для всех вулканов мира, а классификация типов вулканов КОД, разработанная В.И. Федорченко [43], несколько сложнее. Таким образом, в работе рассматривается региональная последовательность, определяемая влиянием основных факторов (кристаллизационная дифференциация и флюидизация); детальное изучение отдельных вулканов и всей дуги в целом даст возможность оценить действие прочих факторов, которые и приводят к несоответствию.

Под вулканами Менделеева и Тятя выделяются очаги, заполненные плотным мантийным веществом основного состава, причем более интенсивно этот процесс проявлен под вулканом Менделеева, а под вулканом Головнина проникновения мантийного вещества, по данным МОВЗ, не установлено [14, 17]. С учетом данных Т.К. Злобина о глубинном строении Кунашира [14, 17], можно установить основные черты выявленной последовательности.

1. Вулканические постройки, в ареалах которых развиты существенно известково-щелочные породы (нормальной щелочности), относятся к типу Сомма-Везувий и имеют длительную, многоциклическую историю формирования. В центральной их части (в ядре), на глубине, имеются промежуточные камеры, которые характеризуются притоком мантийного вещества и флюидов. В них кристаллизуются сравнительно крупные интрузивные и субвулканические тела средней и повышенной основности (комплекс кварцевых диоритов). Кристаллизация интрузий на-

чалась на ранних стадиях формирования островодужной ассоциации, чаще в среднем миоцене; в их составе широко распространены крупные гнезда и линзы магнитоактивных минералов (“магнетитовое ядро”) [31, 34]. Гидротермально-метасоматические изменения в таких постройках развиты обычно довольно слабо, отмечаются только во внешней зоне и смещены в область экзо-эндоконтакта вулкана.

2. Вулканические постройки, в ареалах которых развиты преимущественно известковые породы (пониженной щелочности) на Кунашире, относятся к типу кальдер или стратовулканов, т.е. сформированы в течение одного неполного или завершеного цикла. В их ядре, на глубине, крупные субинтрузивные тела отсутствуют или выявляются с трудом. Иногда (кальдера Головнина) по морфологии магнитного поля можно предположить существование в основании ядра интрузии кислого состава, со свойствами, совершенно не типичными для кварцевых диоритов. Интрузии такого состава формируются под воздействием исключительно коровых магм. Для таких систем также характерно практически полное отсутствие скоплений магнетитсодержащих минералов. Степень гидротермально-метасоматических изменений таких построек может быть либо очень высокой (кальдера Головнина), либо крайне слабой (стратовулкан Руруй).

3. Древний вулкан Смирнова, образования которого также отличаются крайней известковостью, относится к типу многовыходных [43]. Возможно, он формировался довольно длительно (более одного полного цикла) и на побочной ветви эволюции, доказательством чего может служить четко выраженная зональность вулкана и наличие мощной «магнетитовой оторочки». Судя по магнитному полю, крупные субинтрузивные тела кварцевых диоритов в ядре вулкана отсутствуют, а гнезда магнетита (“магнетитовая оторочка”) коррелируются с внешней зоной. С “магнетитовой оторочкой” ассоциируются интенсивные кварц-гидрослюдистые изменения, а в ядре степень развития измененных пород невысока. Наличие “магнетитовой оторочки”, которая характерна для вулканов с глубокими корнями и латеральной магмоподводящей зоны Смирнова – Тятя, доказывает вероятность притока мантийных флюидов при формировании системы Смирнова-Руруй.

Таким образом, для вулканов с глубокими корнями и активным притоком мантийного, интенсивно флюидизированного вещества, типичны магмы относительно повышенной щелочности, а в процессах кристаллизационной дифференциации формируются магматические комплексы известково-щелочного

типа. С другой стороны, вулканы с относительно неглубокими корнями, с которыми связаны коровые очаги, со слабой степенью мантийного метасоматоза, отличаются распространенностью в их ареалах образований повышенной известковости. Именно эффект относительной проявленности мантийного метасоматоза и флюидизации не только лежит в основе поперечной зональности КОД, но и определяет циклическую последовательность вулканов Менделеева – Тятя – Головнина – Руруй. Вероятно, оба эффекта обусловлены притоком мантийного вещества и флюидов из области Курильского мантийного диапира.

Закономерности распределения метасоматитов также определяются основной циклической последовательностью вулканов. Гидротермально-метасоматические системы, связанные с вулканизмом, формируются под воздействием потоков глубинных водных флюидов. Отделение водных флюидов происходило на доинтрателлурических стадиях формирования базальтовых магм, а эффузивы повышенной основности образовывались в “сухих условиях”, что приводило к интенсивному метасоматическому изменению вмещающих толщ [12]. Это объясняет преимущественное развитие метасоматитов во внешних зонах вулканических систем (зонах экзо-эндоконтакта с вмещающими толщами). Корни гидротермальных систем, связанных с вулканами, могут лежать в нижней коре. Глубинные флюиды, локально подплавляя относительно силицифицированные породы коры, активизируют потоки метеорных вод и формируют в верхней коре вторичную флюидную систему с широкой зоной рассеяния [22].

Возможность отделения водной фазы на доинтрателлурических стадиях (и в дальнейшем – становление гидротермально-метасоматической системы) прямо зависит от давления и концентрации водной фазы. В ареалах вулканов, связанных с чрезмерно интенсивными потоками мантийных флюидов, таких, как Менделеева, Тятя интенсивные гидротермально-метасоматические изменения развиты довольно слабо (исключительно в зоне экзо-эндоконтакта). Для таких вулканов типичны крупные и многочисленные магматические очаги, известково-щелочной характер магм, их слабое взаимодействие с вмещающими породами, и коровая составляющая в целом почти не влияет.

Для вулканов, корни которых расположены в нижней коре (Головнина, Смирнова – Руруй), типично сильное взаимодействие магм с вмещающими боковыми породами в немногочисленных или единичных промежуточных очагах, по-видимому, значительное влияние коровой составляющей, повышен-

ная известковистость вулканитов и развитие мощных гидротермально-метасоматических систем. В особых случаях, когда вулкан находится на начальной стадии циклического развития либо формируется как ответвление от основной постройки за счет небольших порций магм (Руруй), давления водной фазы недостаточно для формирования вторичной гидротермально-метасоматической системы.

Золото-серебряное, полиметаллическое и серноколчеданное оруденение в вулканических структурах КОД связано непосредственно с гидротермальными системами; масштабы оруденения прямо зависят от интенсивности метасоматоза и притока глубинных флюидов [12, 22]. Имеются данные, что именно мантийные флюидные эманации содержат широкий спектр рудных компонентов [8, 22]. Таким образом, мантийные флюиды необходимы для формирования богатого оруденения, но интенсивный приток мантийных флюидов (вулкан Менделеева) может иногда препятствовать формированию вторичной гидротермальной системы. Поэтому на Кунашире максимальными перспективами, что подтверждается геологическими данными, обладает ареал многовыходных вулканов Смирнова – Руруй. Здесь, с одной стороны, вероятен приток мантийных флюидов по линейным ослабленным зонам, с другой – сформированы, по аэрогаммаспектрометрическим данным, мощные гидротермальные системы

#### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Статистически показано, что при формировании магматических комплексов и крупных вулканов на о. Кунашир ведущими региональными процессами (фактор 1 и 2) являются кристаллизационная дифференциация и глубинная флюидизация, степень которой прямо зависит от концентрации водной фазы и фугитивности кислорода. Определены тренды значений отношений ЕРЭ магматических пород разной щелочности и основности, обусловленные влиянием этих двух факторов. Прочие факторы могут играть значительную осложняющую роль в пределах отдельных вулканических построек. С использованием аэрогеофизических данных масштаба 1:50 000 подтверждена поперечная зональность КОД, а на Кунашире выделена основная циклическая последовательность формирования вулканов Менделеева – Тятя – Головинина – Руруй. На основе интерпретации геолого-геофизических данных установлены основные закономерности формирования магматических комплексов, а также связанных с ними метасоматитов в этом ряду.

1. Вулканы, образующиеся под влиянием интенсивных потоков мантийных флюидов (Менделеева,

Тятя), относятся к типу Сомма-Везувий и характеризуются многоциклическим развитием, присутствием большего числа промежуточных магматических камер и очагов, преобладанием вулканитов нормальной щелочности и слабым развитием метасоматитов.

2. Вулканы, образующиеся преимущественно под влиянием немногочисленных промежуточных очагов, расположенных в нижней коре (Головинина, Смирнова – Руруй) в течение одного полного или незавершенного вулканического цикла (кальдеры, стратовулканы), отличаются пониженной щелочностью магматических образований и интенсивным развитием метасоматитов.

Разработаны предпосылки для оценки перспектив формирования рудных месторождений на Курилах по аэрогеофизическим данным.

Автор выражает признательность докторам геол.-минер. наук Ю.А. Мартынову и Т.К. Злобину за детальный анализ работы и ценные критические замечания.

Работа выполнена при поддержке гранта ДВО РАН 06-1-ОНЗ-113.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Абдурахманов А.И., Федорченко В.И., Родионова Р.И. Геохимические особенности и зональность состава четвертичных вулканитов Курильской островной дуги // Тихоокеан. геология. 1989. № 4. С. 28–44.
2. Антонов А.Ю. Вещественная зональность четвертичного вулканизма Курильской островной дуги и новые петрогенетические следствия // Литосфера. 2006. № 1. С. 22–44.
3. Арискин А.А. Расчет устойчивости титаномагнетита на ликвидусе базальтов и андезитов в связи с проблемой дифференциации толеитовых магм // Геохимия. 1998. № 1. С. 18–27.
4. Биндеман И.Н. Смешение магм как механизм генезиса экструзивных дацитов вулкана Менделеева (о. Кунашир, Курильские острова) // Тихоокеан. геология. 1990. № 1. С. 11–19.
5. Володькова Т.В. Модели золот-редкометалльных узлов Нижнеамурской области на основе геофизических данных // Закономерности строения и эволюции геосфер. Хабаровск, 1998. С. 192–194.
6. Володькова Т.В. Особенности тектоно-магматических процессов на островах Парамушир и Шумшу по данным аэрогеофизической съемки // Тектоника, глубинное строение и геодинамика Востока Азии: IV Косыгинские чтения. Хабаровск, 2003. С. 292–302.
7. Володькова Т.В. Геофизические характеристики регионально-площадного метасоматоза и его связь с глубинными процессами // Закономерности строения и эволюции геосфер: Материалы VI Междунар. науч. симпоз. Хабаровск: ИГиГ ДВО РАН, 2004. С. 24–34.
8. Володькова Т.В. Аномалии отношений радиоактивных элементов и природа рудной минерализации Приамурья // Тихоокеан. геология. 2006. Т. 25, № 4. С. 54–68.

9. Вулканический центр: строение, динамика, вещество (Карымская структура). М.: Наука, 1980. 300 с.
10. Геолого-геофизический атлас Курило-Камчатской островной системы. Ленинград: Мингео СССР, ВСЕСГЕИ, 1987. 36 с.
11. Горшков Г.С. Вулканизм Курильской островной дуги. М.: Наука, 1967. 287 с.
12. Гушин А.В. Петрология базальтов вулкана Тятя (о. Кунашир, Курильская островная дуга) // Петрологические исследования базальтов островных дуг. М., 1978. С. 132–156.
13. Зенько Т.Е. Теоретические предпосылки для генерации в мантии расплавов нормального, высокоглиноземистого и щелочного типов при отсутствии флюидов // Мантийные ксенолиты и проблемы ультраосновных магм / Тез. докл. Всесоюз. симпоз. 27-29 октября 1980 г. Новосибирск, 1980. С. 58–59.
14. Злобин Т.К., Федорченко В.И., Петров А.В. и др. Структура литосферы о. Кунашир (Курильские острова) по сейсмическим данным // Тихоокеан. геология. 1982. № 1. С. 92–100.
15. Злобин Т.К., Петров А.В. Сопоставление и анализ физических неоднородностей различной природы, выделенных по данным МОВЗ и ГСЗ в земной коре о. Кунашир (Курильские острова) // Тихоокеан. геология. 1983. № 5. С. 110–115.
16. Злобин Т.К., Злобина Л.М. Строение земной коры Курильской островной системы // Тихоокеан. геология. 1991. № 6. С. 24–35.
17. Злобин Т.К., Абдурахманов А.И., Злобина Л.М. Глубинные сейсмические исследования вулкана Менделеева на южных Курилах // Тихоокеан. геология. 1997. № 4. С. 79–87.
18. Злобин Т.К. Модель строения нижележащей мантии под южной частью Охотского моря, связь ее с мантийным диапиром и мантийным плюмом // Тектоника, глубинное строение и геодинамика Востока России: IV Косыгинские чтения. Хабаровск, 2003. С. 204–218.
19. Ермаков В.А., Печерский Д.М. Природа включений габброидов из молодых лав Курильских островов // Тихоокеан. геология. 1989. № 4. С. 45–55.
20. Ерошенко В.А., Шарков Е.В. Физические особенности процесса магмообразования в зонах субдукции // Геохимия. 1993. № 3. С. 362–372.
21. Кадик А.А., Луканин О.А. Пути дегазации мантии при ее плавлении: роль частичного плавления пород верхней мантии в формировании флюидов и окислительно-восстановительного режима // Геохимия. 1984. № 12. С. 1821–1831.
22. Кутыев Ф.Ш., Шарапов В.Н. Петрогенезис под вулканами. М.: Недра, 1979. 198 с.
23. Леонова Л.Л., Удальцова Н.И. Геохимия урана и тория в вулканическом процессе на примере Курило-Камчатской зоны. Новосибирск: Наука, 1974. 103 с.
24. Леонова Л.Л. Геохимия четвертичных и современных вулканических пород Курильских островов и Камчатки // Геохимия, 1979. № 2. С. 179–197.
25. Мартынов Ю.А., Дриль С.И., Чашин А.А. Деплетированный характер вулканизма о. Кунашир – роль несубдукционных факторов в магмогенезисе Курильской островной дуги // Докл. РАН. 2004. Т. 394, № 4. С. 527–532.
26. Мартынов Ю.А., Мартынов А.Ю., Чашин А.А. и др. Базальты вулкана Тятя: петрология и генезис (о. Кунашир, Курильская островная дуга) // Тихоокеан. геология. 2005. Т. 24, № 3. С. 22–31.
27. Недашковский П.Г., Ленников А.М. Барий-рубидий-стронциевое отношение как индикатор генезиса и эволюции гранитоидов // Тихоокеан. геология. 1994. № 4. С. 117–127.
28. Перчук Л.Л., Фролова Т.И. Влияние состава флюидов на эволюцию базальтовых серий // Докл. АН СССР. 1980. Т. 253, № 6. С. 1436–1439.
29. Петрология и геохимия островных дуг и окраинных морей. М.: Наука, 1987. 336 с.
30. Пискунов Б.Н., Абдурахманов А.И., Ким Чун Ун. Корреляция состав – глубина и положение магматических очагов Курильских вулканов // Докл. АН СССР. 1979. Т. 244. № 4. С. 937–940.
31. Пискунов Б.Н. Геолого-петрологическая специфика вулканизма островных дуг. М.: Наука, 1987. 238 с.
32. Пузанков Ю.М. Уран и торий в кремнекислых вулканических породах Камчатки // Докл. АН СССР. 1983. Т. 268, № 2. С. 441–444.
33. Ритман А. Вулканы и их деятельность. М.: Мир, 1964. 439 с.
34. Рудич К.Н. О некоторых особенностях малоглубинных магматических образований // Магмообразование и его отражение в вулканическом процессе. М.: Наука, 1977. С. 133–140.
35. Русинов В.Л. Глубинность образования третичных пропицитов Центральной Камчатки и их связь с субвулканическими интрузиями // Формации и фации верхнемеловых и кайнозойских магматических образований Центральной Камчатки. М.: Наука, 1968. С. 129–140.
36. Рыбин А.В., Пискунов Б.Н. Плагиограниты и гранодиориты о. Кунашир – эволюция состава или петрохимическая зональность? // Тихоокеан. геология. 1992. № 2. С. 31–39.
37. Рябчиков И.Д., Богатиков О.А., Бабанский А.Д. и др. Высокомагнезиальные расплавы – первичные магмы базальтовых серий // Мантийные ксенолиты и проблемы ультраосновных магм: Тез. докл. Всесоюз. симпоз. 27-29 октября 1980 г. Новосибирск, 1980. С. 5–6.
38. Рябчиков И.Д. Флюидный массоперенос и мантийное магмообразование // Вулканология и сейсмология. 1982. № 5. С. 3–22.
39. Сычев П.М., Веселова О.В., Волкова Н.А. и др. Тепловой поток и геодинамика западной части Тихого океана // Тихоокеан. геология. 1982. № 6. С. 43–55.
40. Сычев П.М. Аномальные зоны в верхней мантии, механизм их образования и роль в развитии структур земной коры // Тихоокеан. геология. 1985. № 6. С. 25–35.
41. Титаева Н.А., Ананьев В.В., Аникина В.В. Изотопный состав урана в некоторых молодых вулканических породах // Магмообразование и его отражение в вулканическом процессе. М.: Наука, 1977. С. 222–226.
42. Федорченко В.И., Пискунов Б.Н., Родионова Р.И. Неоген-четвертичная андезитовая формация Курильских островов и некоторые вопросы ее генезиса // Изв. АН СССР, сер. геол. 1971. № 2. С. 88–97.
43. Федорченко В.И., Родионова Р.И. Ксенолиты в лавах Курильских островов. М.: Наука, 1975. 140 с.



44. Федорченко В.И., Пискунов Б.Н. Соотношение андезитового вулканизма с земной корой и верхней мантией // Магматизм и метаморфизм как индикаторы геодинамического режима островных дуг. М.: Наука, 1982. С. 5–20.
45. Шарков Е.В., Синдеев А.С. Ортопироксеновый барьер и происхождение андезитовых серий магматических горных пород // Геохимия. 1981. № 5. С. 627–636.
46. Шарков Е.В. Происхождение главных типов магматических серий океанских островов и континентальных рифтовых областей с позиций кристаллизационной дифференциации // Геохимия. 1984. № 7. С. 1002–1013.

*Рекомендована к печати Ю.Ф. Малышевым*

*T.V. Volodkova*

### **The features of magmatism of Kunashir Island (Kuril Island arc) from aerogeophysical evidence**

The use of the maps of natural radioactive elements (RAE) content at a scale of 1:500000 confirmed the existence of transverse volcanic zoning of the Kuril island arc (KIA). Trends of RAE relations of the KIA magmatic complexes were calculated, and their conditionality by fluidization processes was proved.

According to aerogeophysical evidence (RAE relations maps, magnetic field), the principal cyclic sequence of active volcanoes and magmatism was established on Kunashir Island. Multicyclic volcanoes related to mantle sources are characterized by typical predominance of volcanic assemblages of calc-alkaline composition, the development of processes of “deposition of magnetite”, and weak distribution of metasomatites. The other volcanoes that are related to crust sources are characterized by development of assemblages of a high calcareous character and thick hydrothermal metasomatic systems.

**Key words:** aerogeophysical evidence, natural radioactive elements, aerogamma spectrometry, magnetic field, magmatism, volcanoes, crystallization differentiation, fluidization, hydrothermal metasomatic alterations, Kuril island arc.