

УДК551.21+550.42

ГЕОХИМИЯ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ПОРОД УЗОН-ГЕЙЗЕРНОЙ ДЕПРЕССИИ (КАМЧАТКА)

© 2003 г. Е. Н. Гриб¹, А. Б. Перепелов², В. Л. Леонов¹

¹ Институт вулканологии ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский, 683006

² Институт геохимии СО РАН, Иркутск, 664033

Поступила в редакцию 26.12.2001 г.

Детально изучена геохимия вулканических пород Узон-Гейзерной депрессии и впервые по всему комплексу пород и по всем возрастным группам получены данные о распределении в них редкоземельных элементов. В ряду от базальтов к риодацитам происходит снижение уровней концентраций Sr, Си, Sc и рост содержаний Rb, Ba, Pb, Nb, Hf, Th, U, что соотносится с ростом содержаний щелочей и снижением концентраций других петрогенных компонентов. Выявлено, что в этом же ряду происходит суммарный рост концентраций редкоземельных и литофильных элементов от 47 до 153 г/т. Отношения La/Yb для исследованных пород заключаются в диапазоне 1.3-5.5. Установлено усиление европиевого минимума от андезитов и дацитов до риодацитов. Полученные данные свидетельствуют, что главную роль в процессе формирования пород района играла кристаллизационная дифференциация с участием отсадки плагиоклазов.

Первые сведения о геохимии породообразующих и редких элементов вулканических пород Узон-Гейзерной депрессии были опубликованы в [3,20]. Отмечалось, что из-за широкого развития в этом районе пород основного (базальтоидного) и кислого (дацит-риолитового) состава и практически отсутствия андезитов с содержанием кремнекислоты 56-61% район может рассматриваться как пример контрастного бимодального вулканизма, который, как считалось, характерен для развитых островных дуг, вступивших в орогенный этап развития. Район рассматривался как эталонный для подобных структур [3]. Характерные для пород данного района бимодальность и большой объем пород кислого состава привели исследователей к выводу, что кислые расплавы сформировались не за счет фракционной кристаллизации базальтовой магмы, а представляют собой мантийные выплавки. На мантийную природу магматических расплавов, формирующих вулканические постройки в кальдере Узон, указывают и более поздние исследования [15].

Детальные работы, проведенные в этом районе за последние десятилетия, позволили получить достаточно полные сведения о геологии района, распространении и объеме пород [12-14, 17, 18], а массовое опробование вулканических комплексов дало возможность рассмотреть с новых позиций вопрос о геохимической эволюции вулканических пород района. Полный силикатный анализ проб проводился в Центральной химической лаборатории ИВ ДВО РАН. Редкие и редкоземельные элементы анализировались в Аналитическом центре Института Геохимии СО РАН г. Иркутска. Редкие щелочи определялись методом

пламенной фотометрии, элементы группы железа, Zn и Си - атомно-абсорбционным методом, редкие и редкоземельные элементы - методом ИСП (индукционно связанной плазмы) и рентгено-спектральным методом. Всего было сделано более 150 силикатных анализов образцов пород и 35 анализов редких и редкоземельных элементов.

Геология. Узон-Гейзерная депрессия представляет собой сложную кальдерную структуру, расположенную на центральном участке восточного побережья Камчатки (рис. 1). В тектоническом отношении она приурочена к крупному прогибу мел-палеогенового фундамента (Восточно-Камчатскому или Тюшевскому), заполненному преимущественно неогеновыми вулканогенно-осадочными отложениями. Верхняя часть вскрывающегося здесь разреза, венчающегося слоями базальтов, относится к шапинской свите. Она имеет позднемиоцен-плиоценовый возраст [9].

В среднем - верхнем плейстоцене (от 180 до 35 тыс. л. н.) на этом участке произошло формирование многочисленных кальдер, образовались обширные покровы пемзовых туфов и игнимбригов. Объем магмы, выброшенной при этих извержениях, оценивается в 220 км³, при этом при образовании Узон-Гейзерной депрессии на поверхность поступило около 46 км³ магмы [18]. Извержения, в результате которых образовались кальдеры, не были одноактными. Как показывают результаты изучения разрезов пирокластических отложений, сформировавшихся в результате этих извержений, образование кальдер происходило в течение достаточно длительного времени и со значительными перерывами [11, 12, 17].

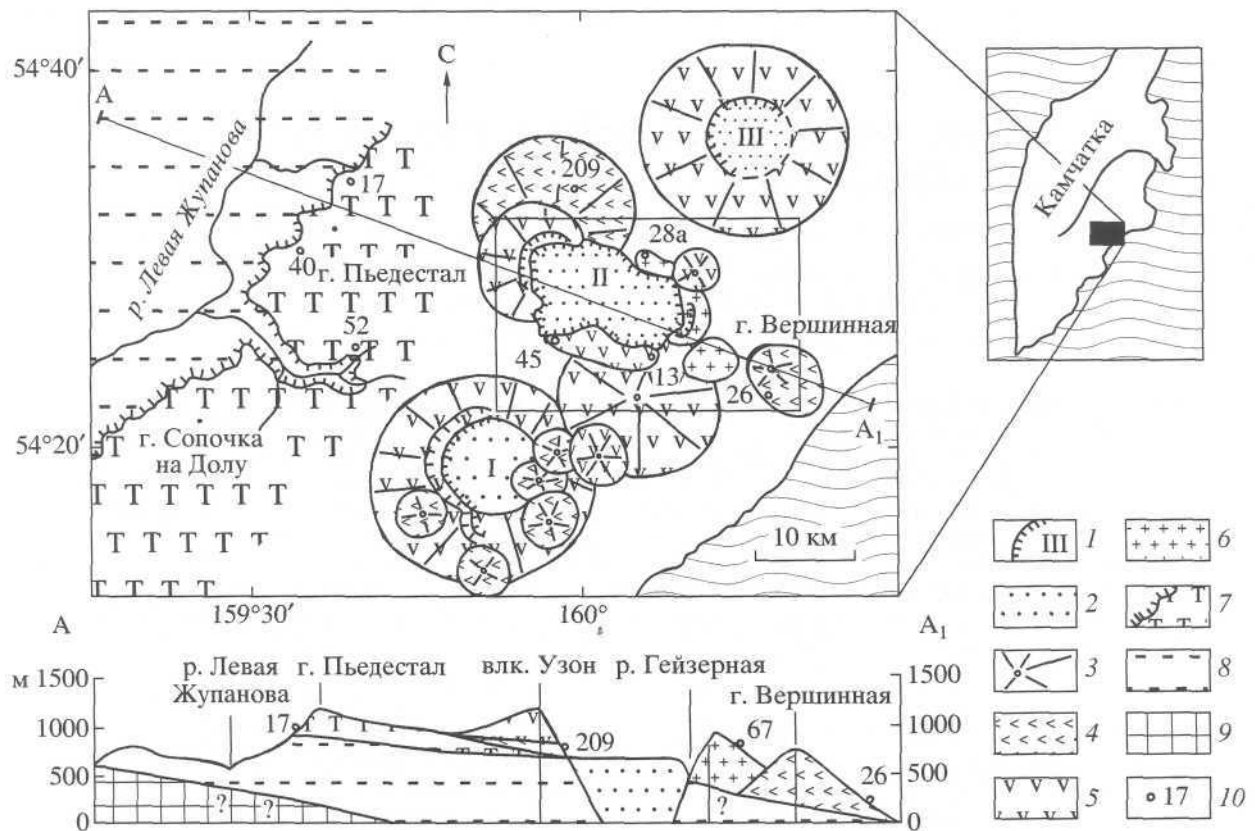


Рис. 1. Схема расположения позднечетвертичных кальдер на центральном участке Восточной Камчатки: 1 - позднечетвертичные кальдеры и кальдерные комплексы: I - Большесемьячкский, II - Узон-Гейзерный, III - Крашенинникова; 2 - лавы, туфы, озерные отложения, заполняющие кальдеры $Q_{3,4}$; 3 - вулканы, сформировавшиеся на докальдерном этапе ($Q_{1,2}$); 4-6 - лавы базальтового (4), андезитового, андезитобазальтового (5), дацитового, риодацитового (6) состава; 7 - лавы базальтового состава верхней части разреза шапинской свиты (N2) (линия с бергштрихами показывает обрыв лавового плато к р. Левая Жупанова); 8 - песчаники, алевролиты нижней части разреза шапинской свиты (N_{1-2}); 9 - нерасчленённые отложения, составляющие фундамент Восточно-Камчатского (Тюшевского) прогиба (K2 - P); 10 - точки отбора и номера образцов. Прямоугольником обозначен район, показанный на рис. 2.

Узон-Гейзерная депрессия представляет собой вулканическую структуру овальных очертаний, вытянутую в широтном направлении и имеющую размеры по кромке ограничивающих ее уступов 9 x 18 км (рис. 2). Западная часть ее представляет собой впадину с относительно плоским дном, где расположены многочисленные озера, грязевые котлы и термальные источники. Она носит собственное название - кальдера Узон. Восточная часть депрессии плохо выражена в рельефе, так как внедрившиеся после ее формирования лавы образовали серию крупных экструзивных куполов и практически целиком заполнили ее внутреннюю часть. Вдоль восточной границы депрессии расположен глубокий каньон с разнообразными термальными источниками и в том числе гейзерами - Долина Гейзеров. Еще далее на восток располагается сложный вулканический массив - Кихпинич, который состоит из нескольких слившихся вулканических сооружений, сформировавшихся, в основном, в посткальдерное время.

Рассматриваемый район является ярким примером проявления активного позднеплейстоценового вулканизма. Большая часть пород, выходящих здесь на поверхность, имеет вулканогенное происхождение и возраст не более 130-140 тыс. лет (возраст последних порций игнимбритов Карымского вулканического центра, залегающих в основании изученных разрезов [25]). Более древние породы, которые также представляют собой останцы разнообразных вулканических сооружений, вскрываются лишь на небольших участках в глубоких врезках по р. Шумной и в бортах Узон-Гейзерной депрессии. Возраст этих пород не определен и примерно оценивается как нижне-среднечетвертичный [19, 28]. В рассматриваемом районе эти породы занимают всего около 8% площади.

Основой для периодизации истории вулканизма в районе служит выделение комплексов пород, синхронных тому или иному этапу развития Узон-Гейзерной депрессии. Выделяются отложения:

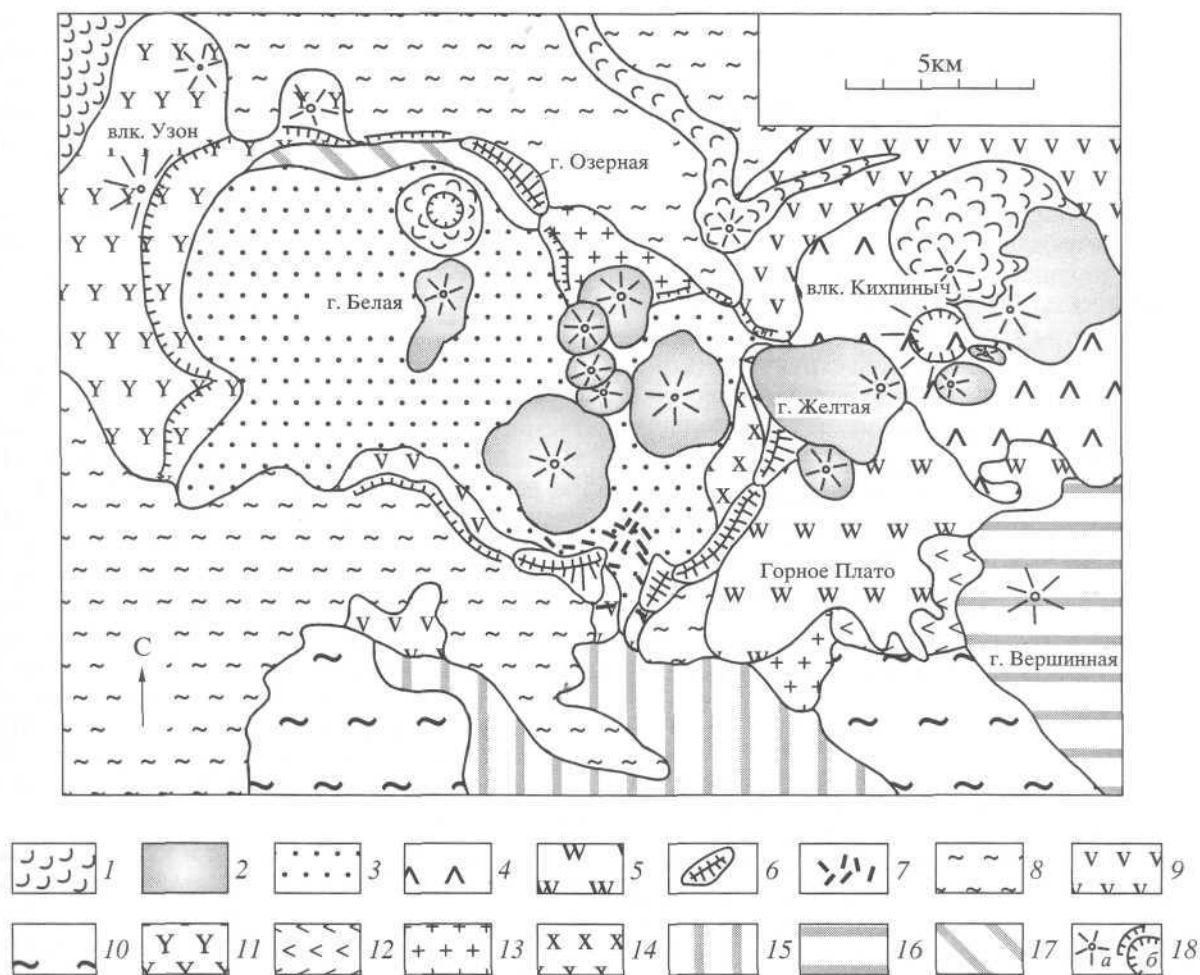


Рис. 2. Схематическая геологическая карта Узон-Гейзерной депрессии. **Голоцен:** / - лавы андезитового, андезитобазальтового состава. **Верхний плейстоцен:** 2 - лавы дацитового, риодацитового состава (комплекс посткальдерных экструзий); 3 - озерные отложения, заполняющие Узон-Гейзерную депрессию; 4 - лавы базальтового состава (вулкан Кихпинич); 5 - лавы андезитового состава (Горное Плато); 6 - комплекс бортовых экструзий; 7 - дайковый комплекс; 8 - игнимбриты, связанные с формированием Узон-Гейзерной депрессии; 9 - лавы андезитового состава ("андезиты бортов"). **Средний плейстоцен:** 10 - игнимбриты, связанные с формированием Большесемьячической кальдеры; 11 - лавы базальтового, андезитобазальтового состава (вулкан Узон); 12 - лавы базальтового состава (Горное Плато); 13 - лавы риодацитового состава; 14 - лавы дацитового состава (вулкан Верхнегейзерный); 15 - лавы андезитового, андезитобазальтового состава (вулкан Промежуточный). **Нижний - средний плейстоцен:** 16, 17 - лавы базальтового состава (16 - вулкан Вершинный, 17 - вулкан Шитовой); 18 - центры вулканических построек (а), уступы, ограничивающие Узон-Гейзерную депрессию, кратер вулкана Кихпинич и маар озера Дальнего (б).

докальдерного этапа, синхронные главному кальдерообразующему этапу и посткальдерные [5].

Петрография и минералогия. Петрографические особенности и минеральный состав вулканических пород Узон-Гейзерной депрессии приводятся по породным группам.

Базальты, андезитобазальты наиболее широко представлены на докальдерном этапе развития структуры, образуют лавовые потоки и слагают небольшие стратовулканы. Базальты отличаются порфировой структурой, умеренной и высокой кристалличностью (25-35% от объема породы) и лейкократовым обликом, что определяется постоянным преобладанием плагиоклаза (18-26%)

среди вкрапленников. Ядерные зоны фенокристаллов плагиоклаза имеют состав битовнит-анортита (An 75-98), во внешних зонах состав прогрессивно снижается до Лабрадора (An 60-72). По ассоциациям темноцветных минералов преобладают толеитовые базальты с оливином (Fo 73-80) и авгитом (Fm 28-32), реже диопсид-салитом (Fm 18-19). В более поздних лавовых потоках в подчиненном количестве встречаются известково-щелочные базальты, в которых к указанной минеральной ассоциации присоединяется ортопироксен - бронзит, магнезиальный гиперстен (Fm 24-28) и, реже, титаномагнетит. Содержание темноцветных минералов не превышает 4-6% от объема породы.

Крупные фенокристаллы часто образуют мономинеральные (плаггиоклазовые) и полиминеральные гломеропорфиновые сростания. В базальтах, синхронных с образованием кальдеры, роль ортопироксенов существенно возрастает.

Андезитобазальты представлены субафировыми и умеренно порфиоровыми разностями. Порфиоровые андезитобазальты по структурно-минералогическим признакам похожи на известково-щелочные базальты. Посткальдерные базальты и андезитобазальты голоценового возраста, развитые у северо-восточной границы структуры (конус Савича) — это в основном известково-щелочные разности с плаггиоклазом, оливином и пироксеном.

Структура основной массы толеитовых базальтов интерсервальная, микрозернистая с широким развитием микролитов плаггиоклаза, пижонита, субкальциевого авгита, реже оливина. В известково-щелочных базальтах и андезитобазальтах структура основной массы пилотакситовая, гиалиновая; среди микролитов определяется натровый плаггиоклаз, железистый авгит, гиперстен и титаномагнетит.

Андезиты встречаются в качестве промежуточных членов сложно дифференцированных вулканических серий. Они слагают лавовые потоки в докальдерных постройках в южной части структуры, на посткальдерном этапе - в юго-восточной части массива Кихпинич, а также образуют мало-мощные лавовые потоки внутри депрессии. Андезиты в незначительном количестве встречаются и среди пирокластических отложений, связанных с образованием депрессии. К ним относятся наиболее молодые пирокластические потоки кальдеры Узон и слои в различной степени спекшихся шлаков (низкокремнистые разности), встречающиеся в разрезах узонских игнимбритов [17, 18]. Встречаются афировые, субафировые и сравнительно высококристаллические разности андезитов порфиоровой, гломеропорфиоровой структуры, иногда с такситовыми обособлениями темноцветных минералов.

Начиная с посткальдерного этапа в андезитах и в более кислых лавах появляются включения базальтового состава и гетеротакситовые разности в пирокластических отложениях. Минеральный состав андезитов представлен плаггиоклаз-двупироксен-титаномагнетитовой ассоциацией. В порфиоровых разностях проявляется выраженная полимодальность состава вкрапленников. Состав плаггиоклаза может варьировать от андезина до анортита, образуя иногда сложнзональные кристаллы. Пироксены представлены магнезиально-железистыми авгитом и гиперстеном, железистость которых возрастает в высококремнистых разностях. Титаномагнетит развит преимущественно в ассоциации с пироксеном в виде твердофазных кристаллических включений и в виде са-

мостоятельных вкрапленников [13]. Для посткальдерных андезитов характерны признаки неравновесных условий кристаллизации (корродированные границы между зонами, обратная зональность в минералах, присутствие неравновесных вкрапленников).

Основная масса андезитов имеет гиалиновую, пилотакситовую структуры и состоит из тонких микролитов плаггиоклаза, пироксенов и мелких зерен титаномагнетита в кислом стекле.

Дациты, риодациты. Эта породная группа является наиболее распространенной для Узон-Гейзерной депрессии и представлена как эксплозивными, так и эффузивно-экструзивными фациями. В докальдерной постройке вулканического центра дациты и риодациты встречаются в виде небольших лавовых потоков. Наибольший объем дацитового расплава был выброшен в виде пемзово-игнимбритовых пирокластических отложений при образовании кальдер. На кальдерообразующем этапе дацитовая и риодацитовая магма внедрялась по дуговым разломам ограничения структуры, образуя дайки и экструзивные тела, а на посткальдерном изливалась внутри кальдеры и у восточной ее границы (вулканический массив Кихпинич), слагая в основном экструзии и лавовые потоки.

Риодациты докальдерной и кальдерообразующей стадий имеют фельзитовый облик и субафировую структуру. Дациты и посткальдерные риодациты - это обычно порфиоровые породы с умеренно выраженной кристаллическостью (13-22% от объема). В рассматриваемой породной группе ассоциация минералов вкрапленников такая же, как в андезитах, и только в некоторых посткальдерных риодацитах появляется роговая обманка.

Посткальдерные риодациты отличаются широким диапазоном составов вкрапленников, их полимодальным распределением и неравновесным состоянием. Состав плаггиоклаза варьирует в пределах An 38-85, с модой для дацитов и риодацитов An 48-52 и An 38-44, соответственно. Содержание пироксена в дацитах составляет 2-4%, а в более кислых лавах редко превышает 1.5%. Представлен он преимущественно авгитом и гиперстеном. Преобладают слабо зональные вкрапленники, однако, встречаются кристаллы с обратной зональностью.

В посткальдерных кислых лавах (как и в андезитах) присутствуют включения базальтового состава. Количество их обычно не превышает 10% и лишь в отдельных потоках достигает 40% от объема породы. Размеры включений варьируют от долей миллиметра до 10-15 см и имеют каркасную структуру.

Геохимия. Развитие Узон-Гейзерной депрессии, как центра эндогенной активности в составе Восточного вулканического пояса Камчатки, оп-

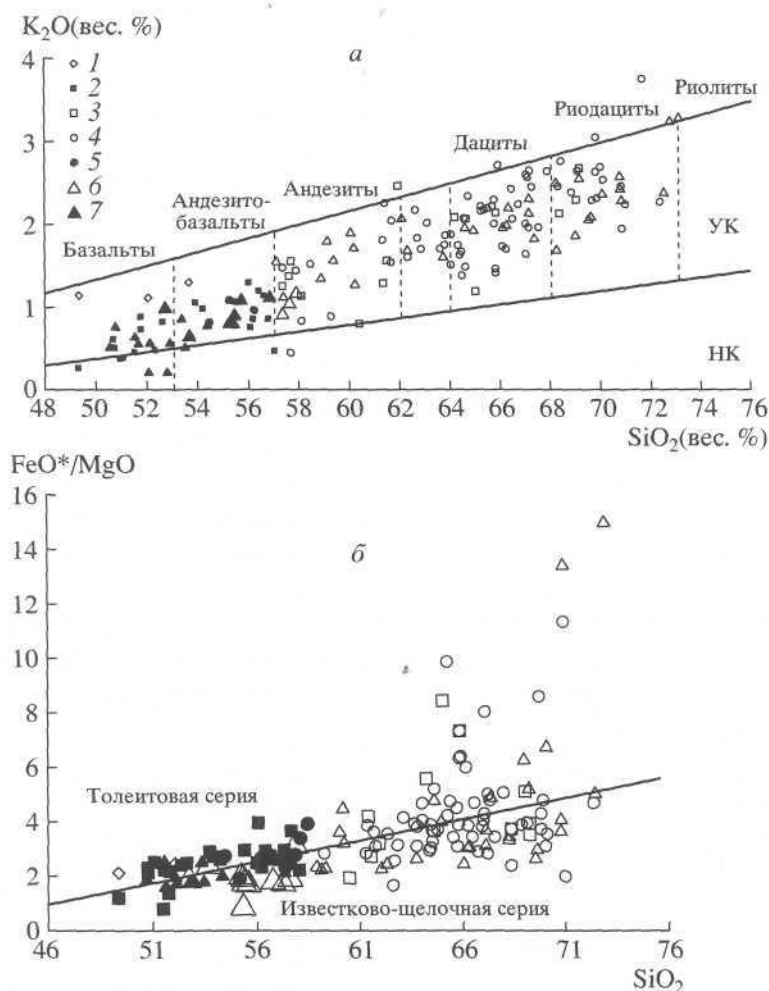


Рис. 3. Классификационные диаграммы, *a* - диаграмма SiO₂-K₂O вулканических пород Узон-Гейзерной депрессии. Поля составов для различных по калиевости вулканических серий пород приведены по [21]: НК - поле составов пород низкокалиевой серии, УК - то же для умереннокалиевой серии: 1 - базальтоиды позднемиоцен-плиоценового возраста (шапинская свита, N₂), 2 - базальты, андезитобазальты, 3 - андезиты, дациты и риодациты докальдерного этапа развития структуры (Q₁-Q₂); 4 - андезиты, дациты и риодациты; 5 - базальты, андезитобазальты кальдерообразующего этапа развития структуры (Q₃); 6 - андезиты, дациты и риодациты; 7 - базальты, андезитобазальты посткальдерного этапа (Q₃-Q₄). Треугольниками увеличенного размера показаны андезитобазальты и андезиты (Q₄). *b* - диаграмма SiO₂-FeO*/MgO вулканических пород Узон-Гейзерной депрессии. Граница раздела серий пород с толейтовой и известково-щелочной тенденциями эволюции составов приведена по [31]. Усл. обозн. см. на рис. 3а.

ределяет и формирование типичных для фронтальной зоны островодужной системы вулканических пород [8,9,23]. Большая часть вулканических пород структуры принадлежит к умеренно калиевой серии, и только отдельные разности базальтов докальдерной постройки и посткальдерных базальтов вулкана Кихпинич можно классифицировать как низкокалиевые (рис. 3а). Серии пород района, так же как и породы ближайших к ним крупных вулканических центров Восточного вулканического пояса, принадлежат к толейтовому и известково-щелочному трендам эволюции составов. Наиболее основные по составу разности пород обладают толейтовыми отношениями FeO*/MgO. Начиная с андезитов, отмечается как толейтовая, так и известково-щелочная тенден-

ции эволюции серий пород с усилением роли последней по мере развития структуры (рис. 3б).

Эволюция составов вулканических пород Узон-Гейзерной структуры на четвертичном этапе ее развития, в общем, имеет гомодромную направленность, выраженную в проявлении на начальной стадии базальтоидных расплавов (базальтов, андезитобазальтов), а на последующих - андезитовых, дацитовых и риодацитовых типов пород. Риолиты в пределах центра отсутствуют. На гистограмме распределения вулканических пород по кремнекислотности за весь период развития структуры проявлен скорее полимодальный, чем бимодальный характер распределения с тремя максимумами (в % SiO₂): 50-54, 56-58 и 64-68 (рис. 4а). Соотно-

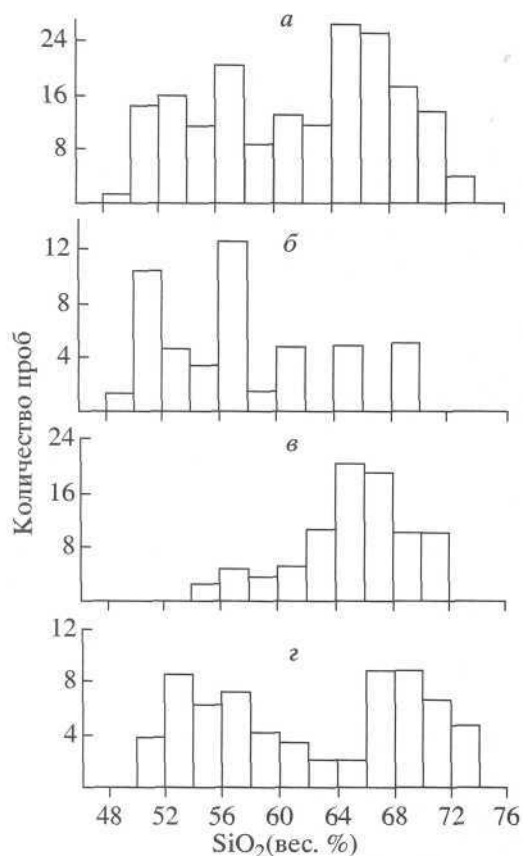


Рис. 4. Гистограммы распределения пород различной кремнекислотности Узон-Гейзерной депрессии (а - в целом по структуре; б-г - по этапам развития: б - докальдерный этап, в - кальдерообразующий этап, г - посткальдерный этап).

шение пород разного состава существенно менялось во времени, что определялось, прежде всего, геолого-структурными преобразованиями района. На раннем этапе развития структуры в западной ее части преобладали базальты, в южной и юго-восточной - андезитобазальты и низкокремнистые андезиты. Дациты и риодациты развиты в подчиненном количестве вблизи восточной и северо-восточной границ структуры (рис. 4б).

Кальдерообразующий этап является закономерным продолжением гомодромной эволюции базальтоидных магм докальдерного периода развития структуры. Однако, исходя из особенностей опустошения малоглубинной магматической камеры в процессе извержения, в разрезах отложений пирокластических потоков отмечается антидромный характер смены последовательных порций, что указывает на зональное строение верхнекорового очага [13, 14]. Продукты взрывной фазы представлены в основном дацитами (рис. 4в). Андезитобазальты среди пород кальдерообразующего этапа встречаются в небольших объемах в эффузивных (дайки) и взрывных (спекшиесе

шлаки) фациях. Они, очевидно, представляют собой расплавы, поступающие в эти магматические очаги из более глубоких зон земной коры. На посткальдерном этапе доля базальтов возрастает и гистограмма имеет бимодальный характер (рис. 4г). Происходит одновременное развитие продуктов основного и кислого состава. При этом риодациты проявляются преимущественно внутри кальдерной системы, фиксируя проекцию верхнекорового очага на поверхности, в то время как базальтоиды изливаются в основном за пределами кальдерных структур, вблизи их границ.

Таким образом, наблюдаются отличия в составе пород для трех этапов активности структуры. На докальдерном этапе состав преимущественно базальтоидный, на кальдерообразующем - дацитовый, на посткальдерном - бимодальный, с проявлением двух магм контрастного состава.

Макрокомпоненты. Базальты и андезитобазальты Узон-Гейзерной депрессии отличаются умеренным содержанием магния (3-5%) и высокой глиноземистостью (17-19%), что характерно и для других вулканических центров Восточной Камчатки [8, 9]. Наиболее высокая концентрация магния (~7%) обнаружена в основании докальдерной постройки в восточной части структуры (г. Вершинная). Наибольшей глиноземистостью (21%) отличаются плагиофировые базальты г. Ближней, которые представляют собой наиболее поздние продукты на вулкане Кихпинич. В направлении от базальтов к риодацитам отмечается прогрессивное увеличение концентрации натрия и калия при одновременном снижении глинозема, суммарного железа, магния, кальция, фосфора (рис. 5).

Следует отметить некоторые особенности в распределении ряда компонентов в вулканических породах по этапам развития центра. Эти различия незначительны, однако, можно рассмотреть некоторые из них. Так, базальты и андезитобазальты докальдерного этапа отличаются от посткальдерных аналогов несколько меньшим содержанием магния (за исключением базальтов в основании разреза г. Вершинной), щелочей и слегка повышенным - железа, алюминия, кальция. Для этой породной группы характерен значительный разброс в содержании TiO₂, а в голоценовых базальтоидах - и по другим компонентам. Дациты и риодациты кальдерообразующего этапа отличаются пониженными концентрациями алюминия, кальция, и повышенными - титана, железа, натрия, калия по отношению к аналогичным породам других этапов развития центра. Различия в концентрации титана, особенно в продуктах взрывной фазы, составляют 0.3-0.4%, что достаточно для того, чтобы предполагать особые условия, существовавшие в очаге на предэруптивном этапе. Повышенные содержания титана слабо коррелируют с несколько повышенной щелочнос-

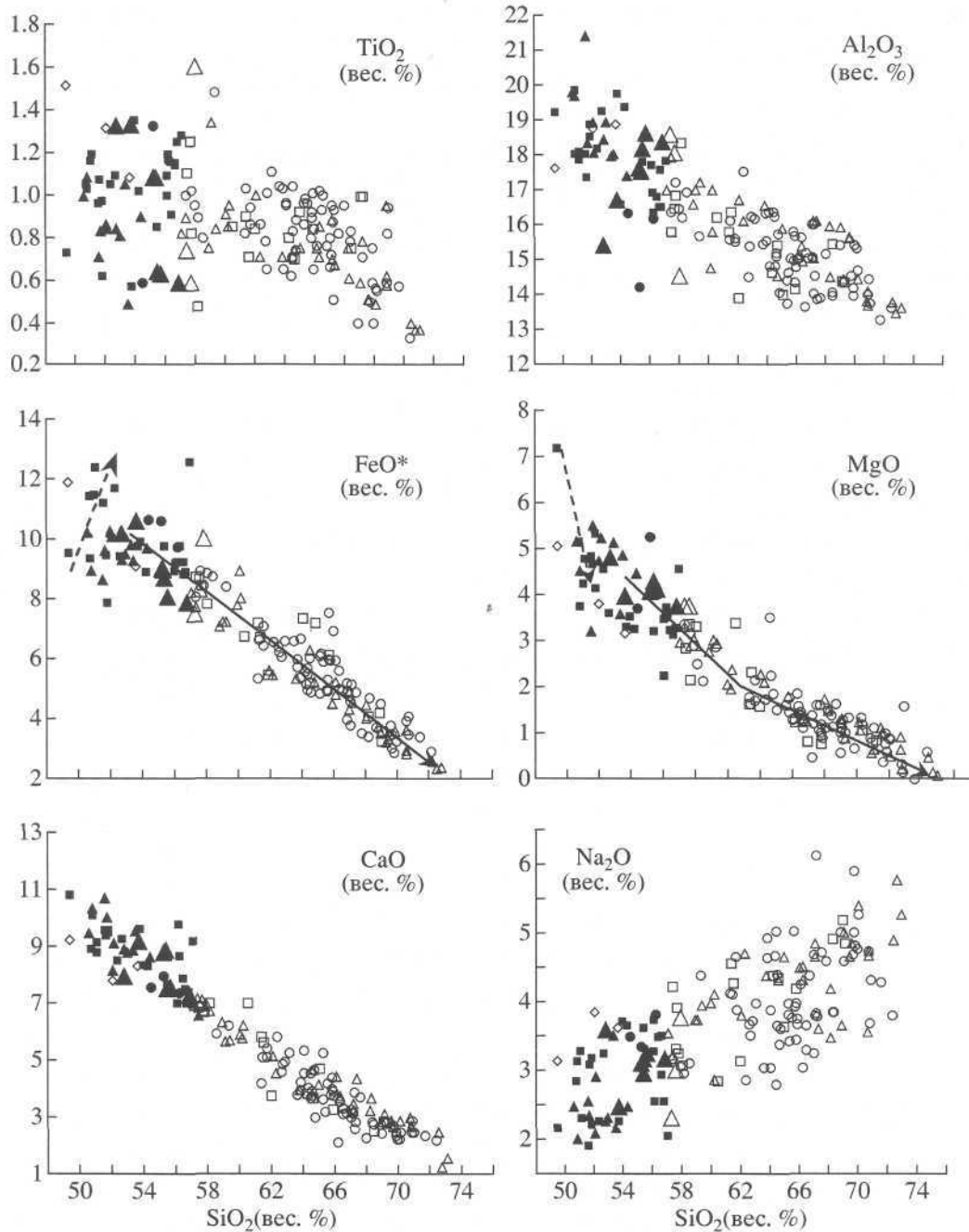


Рис. 5. Вариации макроэлементов по отношению к SiO_2 (диаграмма Харкера). На диаграммах зависимости суммарного железа и окиси магния от кремнекислоты показаны тренды толеитовой (пунктирная линия) и известково-щелочной (сплошная линия) эволюции вулканических пород. Усл. обозн. см. на рис. За.

тью (рис. 5, табл. 1). Все это согласуется с обогащением расплава, находящегося в апикали длительно эволюционирующего магматического очага, флюидной фазой, некогерентными элементами и повышением степени окисленности расплава. Незначительные концентрации алюминия и кальция в кальдерообразующих вулканических породах определяются низкой степенью их кристалличности и малым содержанием в них плагиоклаза.

Редкие и редкоземельные элементы. Распределение редких компонентов в породах Узон-Гейзерной депрессии во многом согласуется с распределением макрокомпонентов. В направлении от базальтов к риодацитам отмечается увеличение концентраций Rb, Ba, Zr, Nb, Y, Ta, Hf, Th, U при параллельном снижении сидерофильных элементов группы железа, скандия и стронция (рис. 6, табл. 1). Концентрация Sr имеет ступенеобразный

Таблица 1. Содержания макро- и микроэлементов в породах Узон-Гейзерной депрессии (представительные анализы)

Компо- ненты	Докальдерный этап									
	N ₂			Q ₁ -Q ₂						
	17-86	40-86	52-86	209-75	5-78	85-87	47-77	105-90	45-86	67-77
SiO ₂	49.35	52.02	53.60	50.75	51.46	56.40	57.38	57.30	58.07	62.78
TiO ₂	1.51	1.31	1.08	1.03	1.52	0.91	1.10	1.10	0.48	1.00
Al ₂ O ₃	17.60	18.75	18.87	19.84	16.07	16.78	15.79	15.79	18.35	14.89
Fe ₂ O ₃	8.67	7.68	7.20	7.06	8.67	3.15	4.00	4.00	2.72	3.21
FeO	3.21	2.45	1.88	2.03	3.64	6.62	4.74	4.74	5.13	3.20
MnO	0.21	0.19	0.14	0.16	0.30	0.15	0.17	0.17	0.14	0.14
MgO	5.05	3.80	3.17	3.76	4.08	3.24	2.83	2.83	3.30	1.63
CaO	9.20	7.79	8.29	10.08	8.54	7.84	6.83	6.83	7.00	3.97
Na ₂ O	4.14	3.85	3.63	3.15	3.00	3.50	4.23	4.23	3.08	3.68
K ₂ O	1.14	1.11	1.30	0.51	0.74	1.20	1.26	1.26	1.16	1.95
P ₂ O ₃	0.30	0.25	0.26	0.16	0.28	0.24	0.20	0.20	0.13	0.24
ппп	0.16	0.44	0.17	0.78	1.58	0.20	0.97	0.97	0.24	2.89
Сумма	99.54	99.64	99.59	99.58	99.80	100.23	99.50	99.50	99.80	99.58
Rb	17.0	15.0	27.0	10.4	7.4	18.7	–	28.7	25.1	48.7
Ba	309	289	339	168	190	283	–	444	597	772
Sr	387	453	412	277	312	294	–	282	675	299
Pb	–	–	–	2.69	4.17	4.28	–	5.75	5.55	11.58
Cu	–	–	–	68.8	55.6	82.8	–	29.4	34.7	32.4
Sc	–	–	–	33.4	26.6	25.4	–	18.3	20.1	20.4
Nb	4.0	9.0	4.0	1.8	1.8	2.7	–	4.6	4.51	6.74
Zr	138	132	120	60	71	102	–	169	14.69	274.80
Hf	–	5.1	2.8	1.96	2.08	3.29	–	464	7.47	7.30
Th	–	–	–	0.89	0.64	1.38	–	2.27	2.18	3.67
U	–	–	–	0.34	0.30	0.63	–	1.10	1.24	2.24
La	–	–	–	4.67	5.58	7.35	–	12.90	14.69	20.21
Ce	–	–	–	11.42	13.78	17.53	–	30.49	35.44	50.09
Pr	–	–	–	1.72	2.22	2.62	–	4.73	5.22	6.95
Nd	–	–	–	8.47	10.74	12.18	–	20.96	22.80	32.70
Sm	–	–	–	2.39	3.09	3.28	–	5.51	5.66	8.51
Eu	–	–	–	0.87	1.01	1.09	–	1.48	1.77	1.97
Gd	–	–	–	2.94	3.44	4.01	–	6.17	5.20	8.58
Tb	–	–	–	0.52	0.60	0.64	–	1.01	0.78	1.43
Dy	–	–	–	3.20	3.79	4.18	–	6.26	4.40	8.45
Ho	–	–	–	0.69	0.79	0.83	–	1.30	0.96	1.95
Er	–	–	–	1.99	2.42	2.60	–	3.80	2.40	4.85
Tm	–	–	–	0.31	0.37	0.41	–	0.60	0.44	0.87
Yb	–	–	–	1.95	2.38	2.53	–	3.98	2.69	5.40
Lu	–	–	–	0.29	0.35	0.38	–	0.59	0.42	0.86
Y	34.0	20.0	29.0	16.6	20.7	22.0	–	35.3	29.0	55.1

Таблица 1. Продолжение

Компо- ненты	Кальдерообразующий этап					Посткальдерный этап				
	Q ₃					Q ₃ ⁴ -Q ₄				
	43-77	130-86	26-77	108-86	152-86	11-91	3-91	13-91	446-75	360-72
SiO ₂	49.96	61.70	65.68	65.86	65.53	50.56	52.10	57.36	61.10	65.52
TiO ₂	1.06	0.94	0.80	1.06	0.84	0.99	0.84	0.89	0.72	0.75
Al ₂ O ₃	17.92	15.50	14.98	15.50	14.98	19.80	18.06	17.94	15.61	15.63
Fe ₂ O ₃	5.03	2.07	1.60	1.89	3.71	3.02	2.02	2.87	4.06	2.33
FeO	5.62	5.01	3.39	3.29	2.54	7.20	8.06	4.86	3.17	2.30
MnO	0.19	0.11	0.15	0.12	0.16	0.21	0.18	0.12	0.19	0.07
MgO	4.61	2.16	1.07	1.49	1.24	5.16	5.24	3.32	2.26	1.85
CaO	9.80	5.39	3.76	3.82	4.30	9.42	9.08	6.54	5.64	4.00
Na ₂ O	2.89	3.88	5.04	3.71	3.62	2.48	2.92	3.22	3.91	4.75
K ₂ O	0.42	2.05	2.22	2.12	2.06	0.54	0.59	1.14	1.89	2.40
P ₂ O ₃	0.18	0.23	0.15	0.26	0.13	0.14	0.15	0.18	0.18	0.22
ппп	2.11	0.80	0.66	0.87	0.57	0.43	0.34	1.19	1.66	0.14
Сумма	99.79	99.84	99.50	99.99	99.68	99.95	99.58	99.63	100.39	99.96
Rb	4.1	37.6	44.1	50.3	38.6	3.2	8.6	30.3	32.7	40.8
Ba	206	554	608	619	637	118	192	571	683	642
Sr	372	251	250	245	340	288	352	395	321	283
Pb	3.06	6.38	8.40	8.16	9.65	1.87	2.05	6.46	6.95	9.20
Cu	61.2	34.6	16.9	26.7	27.6	106.4	73.9	74.2	38.5	17.6
Sc	35.2	19.7	19.6	20.8	20.1	31.4	35.6	25.8	20.6	20.0
Nb	1.97	5.84	3.79	6.74	5.76	1.6	1.00	3.79	4.98	4.69
Zr	78.98	210.20	252.84	115.90	219.30	40	69.10	184.10	172.90	239.40
Hf	2.28	5.55	6.82	3.59	5.45	1.32	2.04	4.99	4.61	6.12
Th	0.84	2.63	2.88	1.95	2.68	0.30	0.38	2.28	2.26	2.88
U	0.33	1.50	1.81	0.67	1.65	0.14	0.33	1.31	1.46	1.77
La	6.21	14.41	16.64	16.45	18.89	2.98	4.36	15.01	13.65	14.94
Ce	16.32	36.60	41.88	40.48	48.91	8.14	12.17	37.20	34.17	36.39
Pr	2.46	4.83	5.74	5.52	7.07	1.32	2.00	5.34	4.89	4.97
Nd	12.03	23.90	27.79	26.84	34.64	6.49	10.28	26.47	23.88	23.04
Sm	3.47	6.05	7.32	6.88	9.04	2.02	3.11	7.09	6.33	6.02
Eu	1.23	1.49	1.98	1.74	2.52	0.90	1.17	1.85	1.63	1.66
Gd	3.95	6.55	8.26	7.36	9.23	2.70	3.59	7.32	6.79	6.45
Tb	0.67	1.10	1.40	1.19	1.49	0.47	0.62	1.24	1.16	1.08
Dy	4.15	6.65	8.61	7.13	8.58	2.81	3.90	7.14	6.89	6.79
Ho	0.93	1.46	1.97	1.54	1.88	0.57	0.90	1.61	1.54	1.56
Er	2.38	3.72	5.00	3.78	4.65	1.80	2.25	4.16	3.92	4.05
Tm	0.44	0.67	0.89	0.65	0.80	0.29	0.42	0.73	0.71	0.76
Yb	2.56	4.25	5.63	3.82	4.90	1.85	2.59	4.64	4.49	4.67
Lu	0.41	0.67	0.89	0.57	0.75	0.30	0.40	0.72	0.72	0.75
Y	25.2	42.9	54.7	42.7	55.6	14.6	24.0	45.6	44.6	44.5

Таблица 1. Окончание

Компо- ненты	Посткальдерный этап								Средние анализы по [9]	
	Q ₃ -Q ₄					Q ₄				
	515-78	16-91	59-82	448-75	312-74	15-75	18-75	K-1/03	1*	2*
SiO ₂	66.28	67.10	69.60	70.74	70.80	55.34	57.90	56.74	49.96	51.72
TiO ₂	0.85	0.70	0.51	0.95	0.53	1.08	1.60	1.10	0.89	0.93
Al ₂ O ₃	14.93	16.10	15.63	13.79	14.40	17.51	14.52	14.84	18.83	17.62
Fe ₂ O ₃	3.30	1.03	2.55	2.64	1.81	3.29	2.50	2.38	2.91	2.88
FeO	1.95	3.30	0.79	1.03	1.43	5.68	7.54	10.57	7.37	6.33
MnO	0.10	0.12	0.10	0.15	0.08	0.19	0.21	0.23	0.20	0.18
MgO	1.53	1.30	1.00	0.91	0.71	4.09	2.96	2.71	5.14	5.35
CaO	3.72	3.22	2.65	3.00	2.81	8.84	6.82	7.00	10.84	9.48
Na ₂ O	4.32	4.66	4.86	3.56	4.78	2.97	3.78	3.31	2.37	3.07
K ₂ O	2.22	2.17	2.13	2.63	2.50	0.84	1.21	1.25	0.40	0.91
P ₂ O ₃	0.26	0.12	0.16	0.09	0.11	0.19	0.30	0.27	0.18	0.23
ппп	0.81	0.64	0.40	0.29	0.19	0.19	0.58	0.33	0.51	0.67
Сумма	100.27	100.46	100.38	99.78	100.15	100.21	99.92	100.48	99.60	99.37
Rb	43.3	49.1	40.0	55.3	55.1	8.5	36.9	21.5	-	-
Ba	640	746	736	832	813	200	570	295.5	-	-
Sr	240	248	251	220	198	425	334	261.85	-	-
Pb	7.69	10.27	6.81	10.72	10.73	2.88	7.75	6.71	-	-
Cu	13.4	21.8	10.7	18.4	14.7	57.6	42.1	142.2	-	-
Sc	14.6	13.5	12.7	12.2	12.4	33.5	33.2	33.3	-	-
Nb	5.13	6.33	4.95	2.14	6.54	1.24	4.23	3.44	0.60	2.10
Zr	236.7	259.20	253.50	219.80	249.00	79.40	198.60	150.6	18.00	134.00
Hf	6.15	6.75	6.34	6.17	6.69	2.23	5.21	3.67	1.10	2.40
Th	3.02	3.49	3.10	3.67	3.89	0.51	2.39	1.40	0.19	0.77
U	1.86	2.22	1.81	2.36	2.33	0.18	1.30	0.67	0.14	0.54
La	15.32	17.35	13.96	18.59	17.90	5.49	14.87	8.52	2.60	6.00
Ce	37.86	43.20	33.07	45.83	43.28	15.02	38.69	21.59	6.70	14.10
Pr	5.12	5.77	4.18	6.22	5.71	2.44	5.59	3.30	-	-
Nd	24.14	27.09	19.32	28.87	25.91	12.68	28.64	15.30	5.30	11.00
Sm	6.31	6.87	5.11	7.55	6.63	3.94	8.34	4.45	1.88	3.00
Eu	1.52	1.73	1.62	1.65	1.58	1.36	2.33	1.44	0.68	0.89
Gd	6.57	6.92	5.24	7.49	6.94	4.50	8.87	6.06	2.50	3.60
Tb	1.11	1.15	0.92	1.25	1.20	0.79	1.51	1.01	0.46	0.61
Dy	6.91	7.06	5.70	7.62	7.44	4.75	8.92	6.23	-	-
Ho	1.59	1.55	1.33	1.75	1.70	1.08	2.04	1.28	-	-
Er	4.13	4.03	3.43	4.45	4.45	2.74	5.06	3.89	-	-
Tm	0.75	0.75	0.66	0.84	0.81	0.48	0.90	0.57	0.31	0.34
Yb	4.80	4.75	4.26	5.21	5.27	3.00	5.50	3.90	2.04	2.29
Lu	0.77	0.75	0.68	0.81	0.87	0.47	0.88	0.65	0.29	0.31
Y	46.7	47.0	40.4	57.5	52.0	30.4	59.4	38.38	-	-

Примечание. **Докальдерный этап:** обр. 17-86; 40-86; 52-86 - верховья р. Левая-Жупанова; обр. 209-86 - западный борт кальдеры Узон, лавы щитового вулкана; обр. 5-78 - толеитовый базальт, восточный борт структуры, верховье р. Гейзерной; обр. 85-87 - андезитобазальт, юго-восточный борт, 47-77 - андезит, каньон р. Шумной; обр. 105-90 - андезит, южный борт структуры, вул. Промежуточный; обр. 45-86 - андезит, южный борт кальдеры Узон; обр. 67-77 - дацит, верховья р. Гейзерной. **Кальдерообразующий этап:** обр. 43-77 - толеитовый базальт, дайка, каньон р. Шумной; обр. 130-86 - андезит, игнимбрит, верховье р. Узон; обр. 26-77 - дацит, дайка, каньон р. Шумной; обр. 108-86 - дацит, игнимбрит, верховье р. Узон; обр. 152-86 - дацитовая пемза, юго-восточный склон вулкана Узон. **Посткальдерный этап:** образцы 11-91 и 3-91 - толеитовые базальты, вулкан Кихпинич; обр. 13-91 - андезит, Горное Плато; обр. 446-75 - андезит, экструзия Гейзерная; обр. 360-74 - дацит, экструзия Останец; обр. 515-78 - дацит, экструзия Гейзерная; обр. 16-91 - дацит, Горное Плато; обр. 59-82 - риодацит, восточный склон вулкана Кихпинич; обр. 448-75 - риодацит, дайка, экструзия Гейзерная; обр. 312-74 - риодацит, экструзия Гейзерная; обр. 15-75 - андезитобазальт, конус Савича, восточная часть структуры; 18-75 - андезит, конус Дуга, северный часть структуры; обр. K-1/03 - андезит, маар оз. Дальнее, кальдера Узон. Образцы 1*, 2* - средние анализы толеитовых (1*) и известково-щелочных (2*) базальтов по [9]. Содержания редких элементов - г/г, петрогенных компонентов - вес. %. Аналитики: Г.П. Сандиминова, Е.В. Смирнова (Ин-т геохимии СО РАН), Л.А. Карташева (Ин-т вулканологии ДВО РАН).

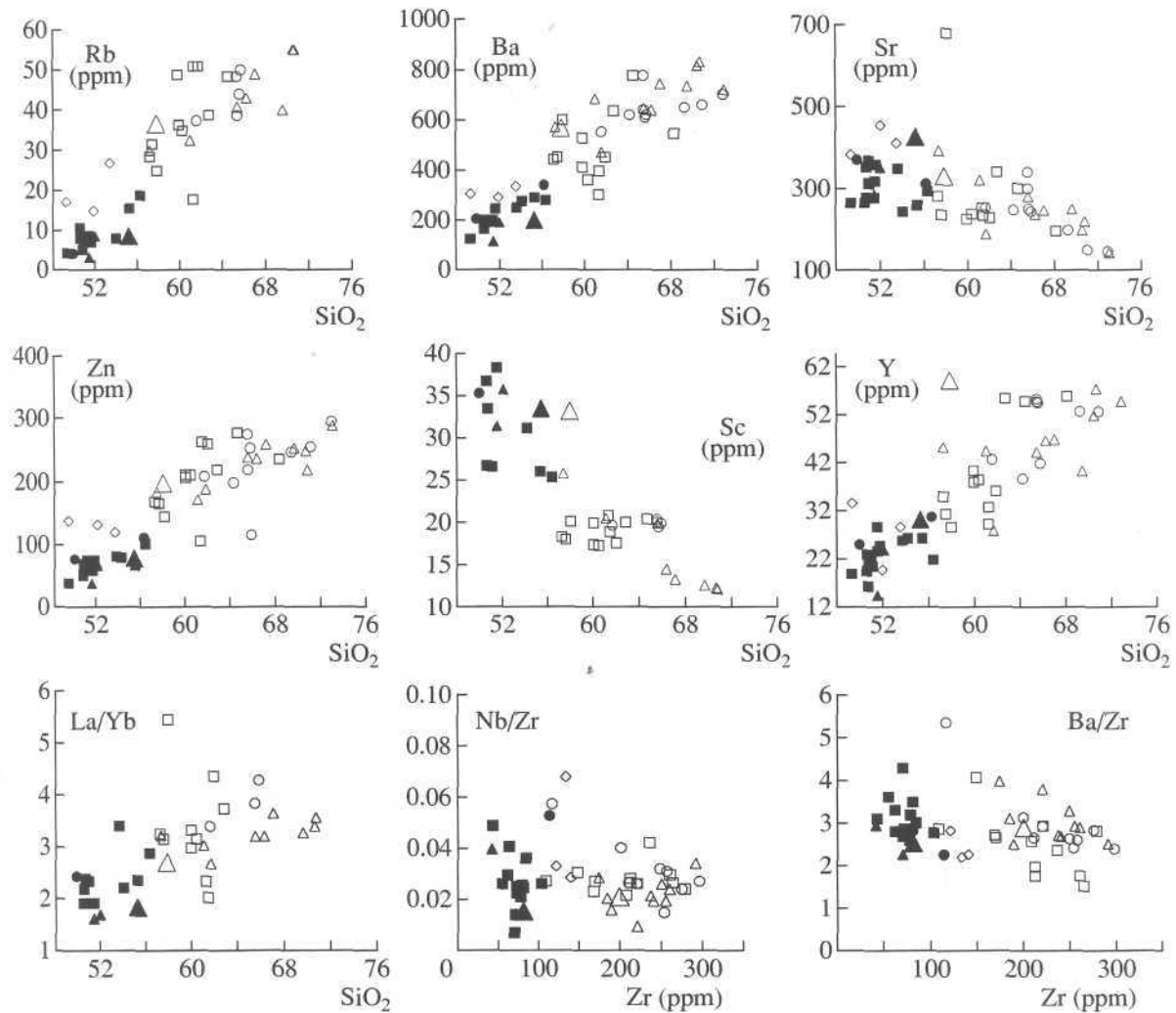


Рис. 6. Вариации редких элементов и отношения La/Yb в зависимости от содержания SiO_2 и отношений Nb/Zr , Ba/Zr от содержания циркония. Усл. обозн. см. на рис. 3а.

характер распределения. В базальтах и андезитобазальтах содержание его практически остается постоянным, а в области более кислых составов снижается. Распределение бария в ряду базальт-риодацит имеет обратный характер. Докальдерные базальты, андезитобазальты и андезиты отличаются повышенными концентрациями Rb, Zr, Y и пониженными Sr по сравнению с их посткальдерными аналогами (исключение составляют голоценовые андезиты конуса Дуга).

На рис. 7 демонстрируется распределение РЗЭ для пород, относящихся к различным типам и этапам развития структуры. В целом в породах Узон-Гейзерной депрессии уровни содержаний редких земель, также как и других литофильных элементов, соответствуют типичным островодужным сериям низкой и умеренной калиевоности [1, 7, 24]. В ряду базальт-андезит-дацит-риодацит происходит закономерный рост суммарных концентраций РЗЭ от 47 до 153 г/т (табл. 1).

Толейтовые базальты докальдерного этапа и более поздние базальты (в меньшей степени) отличаются повышенными концентрациями РЗЭ цериевой группы (особенно Ce, Pr, Nd и Sm), что сближает их с известково-щелочными базальтами (рис. 1а, табл. 1). Тренды распределения РЗЭ усредненных толейтовых базальтов Восточного вулканического пояса Камчатки имеют уплощенный характер с незначительным обогащением легкими элементами [7, 24].

Спектры распределения РЗЭ кремнекислых пород значительно оторваны от спектров базальтоидов. Среди андезитов особо выделяются голоценовые лавы конуса Дуга. Они отличаются максимальной концентрацией РЗЭ среди этой породной группы, что согласуется с аномальным распределением в них и отдельных петрогенных и редких элементов (рис. 1б). Наиболее высокие концентрации РЗЭ отмечены в докальдерных дацитах и в посткальдерных риодацитах. Повышен-

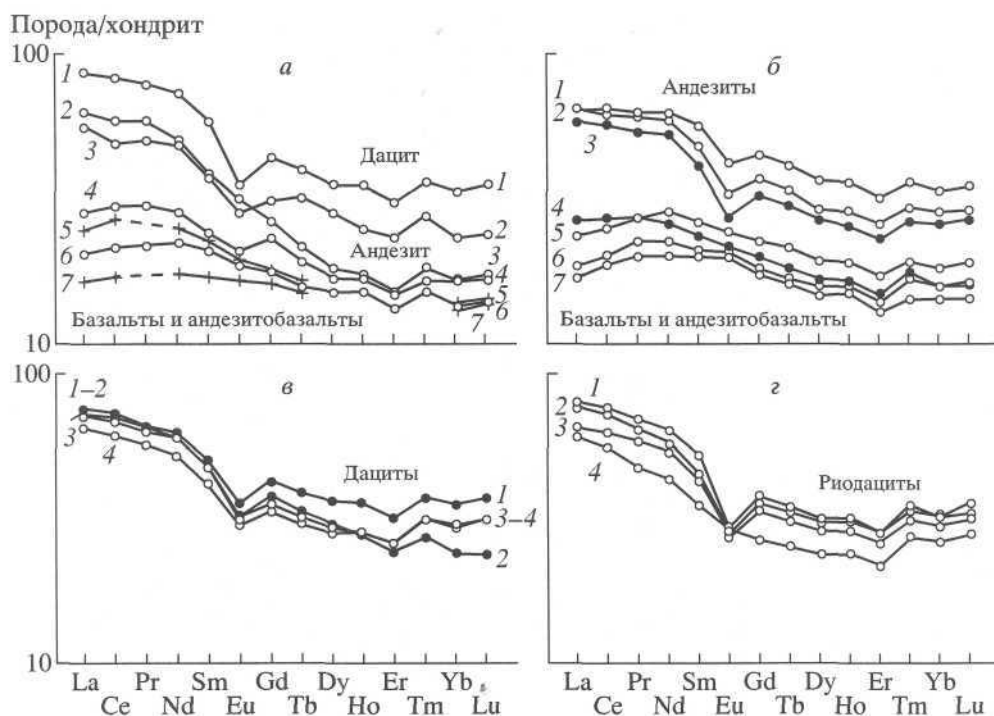


Рис. 7. Распределение редкоземельных элементов в вулканических породах Узон-Гейзерной депрессии. Графики построены по содержанию редкоземельных элементов в породах, нормированы по составу хондрита [29]. Данные см. табл. 1: *а* - докальдерный этап: 1 - дацит, обр. 67-77; 2-3 - андезит, образцы 45-86 и 105-90; 4 - андезитобазальт, обр. 85-87; 6 - базальт, обр. 209-75; 5,7 - средние составы базальтов, соответственно, известково-щелочной и толеитовой серий Восточного вулканического пояса Камчатки, по [9]. *б* - кальдерообразующий этап (залитые кружки): 3 - игнимбрит, обр. 130-86; 4 - базальт, обр. 43-77, дайка; посткальдерный этап (полые кружки): 1 - андезит, обр. 18-75; 2 - андезит, обр. 13-91; 5 - андезитобазальт, обр. 15-75; 6,7 - базальты, образцы 11-91 и 3-91, соответственно. *в* - дациты, кальдерообразующий этап (залитые кружки): 1 - дайка, обр. 26-77; 2 - игнимбрит, обр. 108-86; посткальдерный этап (полые кружки): 3 - обр. 515-75; 4 - обр. 360-74; *г* - риодациты, посткальдерный этап: 1 - обр. 448-75; 2 - обр. 312-74; 3 - обр. 16-91; 4 - обр. 59-82. Номера образцов соответствуют номерам, приведенным в табл. 1.

ные содержания элементов цериевой группы характерны также для дацитов отложений, связанных с кальдерообразующим этапом, однако в игнимбритах отмечается инверсия на уровне тяжелых РЗЭ (Tm, Yb, Lu). В эксплозивных продуктах концентрация их резко падает по сравнению с эффузивными аналогами (рис. 7в). Спектры распределения РЗЭ в исследуемых кислых вулканических породах (рис. 1г) близки к распределению РЗЭ в средних риодацитах известково-щелочной серии Восточного вулканического пояса Камчатки [1].

Базальтоидные породы не имеют отрицательных Eu-аномалий ($Eu/Eu^* = 0.98-1.06$) тогда как для андезитов и дацитов отмечается отчетливый Eu-минимум (0.71-0.83), который усиливается с переходом к риодацитам (0.66-0.70). Исключением из этой схемы являются андезиты докальдерной постройки в юго-западном секторе кальдерного уступа (образец 45-86) с отсутствием такой аномалии (0.97) и риодациты массива вулкана Кихпинич (образец 59-82). Именно эти породы отличаются повышенным содержанием глинозема и Sr (андезиты в большей степени), т.е. обогащены полевошпатовой компонентой, что, по-ви-

димому, и приводит к исчезновению Eu-аномалии. В риодацитах плагиоклаз имеет явный кумулятивный характер, т.к. эти лавы до 40% насыщены округлыми включениями базальтов, при дезинтеграции которых в породе увеличивается количество вкрапленников плагиоклаза. И в тех, и в других отмечается пониженный уровень концентрации тяжелых РЗЭ (в андезитах в большей степени). Еще следует отметить, что для всех спектров распределения РЗЭ в породах Узон-Гейзерной кальдерной системы характерен слабо выраженный эрбиевый (Er) минимум. Он прослеживается на всех этапах геологического развития структуры. По литературным данным [27], эрбий в заметных количествах накапливается в апатитах.

Особый интерес в петрохимическом аспекте представляют данные по базальтоидам фундамента Узон-Гейзерной структуры, что позволяет рассматривать эволюцию магматизма в районе в более широких временных диапазонах. От четвертичных базальтов они отличаются повышенными концентрациями щелочей, двуокиси титана, Rb, Zr, Ba. Исследованные нами базальтоиды фундамента принадлежат разрезам шапинской

свиты, возраст которой определен как позднемиоцен-раннеплиоценовый [9]. Ранее указанными авторами было проведено петролого-геохимическое исследование магматических пород свиты в бассейне р. Левая Жупанова (юго-западнее рассматриваемого района). Было установлено, что нижние части разрезов щапинской свиты содержат лавы калий-натриевых субщелочных и щелочных базальтов, а в верхних ее частях базальтоиды становятся менее насыщенными щелочными компонентами и многими некогерентными элементами, хотя и обладают такими геохимическими признаками, которые позволяют надежно отличать их от пород плиоцен-четвертичных вулканических серий Восточной Камчатки. В них наблюдаются повышенные содержания элементов высоkozарядной группы (Ti, Nb, Zr, Ta) и таких элементов, как Th, U и легкие редкие земли.

Обсуждение результатов. Анализ распределения вулканических пород по кремнекислотности для Узон-Гейзерной депрессии в целом носит полимодальный характер, отражая гомодромное развитие центра от базальтов до риодацитов, которое на поздних этапах развития структуры осложняется поступлением базальтов из более глубоких промежуточных очагов [13, 14]. Постепенное и непрерывное изменение составов пород на петро- и геохимических диаграммах (рис. 5, 6) дает основание предположить существование единой исходной магмы. На диаграммах MgO и FeO* в зависимости от распределения SiO₂ в породах отчетливо выделяются два тренда (рис. 5). Один, слабо выраженный, толеитовый, в области базальтов. Он характеризуется увеличением железистости от базальтов к андезитобазальтам и имеет крутой уклон. Начиная с высококремнистых андезитобазальтов, железистость падает, формируется известково-щелочной тренд, который объединяет все более кислые вулканы, вплоть до риодацитов, и отличается постепенным снижением концентраций элементов. Диаграмма MgO - SiO₂ демонстрирует уменьшение содержания магния с увеличением кремнекислотности пород. В области базальтов, андезитобазальтов этот тренд более крутой, а в области кислых составов - пологий, что указывает на фракционирование кристаллов. Отсутствие базальтоидов повышенной магнезиальности (и высокобарических минералов) среди докальдерных образований Узон-Гейзерной депрессии убеждает в том, что родоначальной магмой для среднекислых вулканических пород был уже достаточно эволюционированный расплав. Резкое обеднение пород Fe, Mg, Ti, Ca, Al, P, Sc и Sr и обогащение K, Na, Rb, Ba, Zr, Nb, Hf, Ta, Y, Th, U при переходе от базальтоидов к дацитам, риодацитам объясняется значительным фракционированием плагиоклаза, пироксенов, магнетита и апатита [1, 16].

О повышенной степени эволюционированности базальтов свидетельствует также характер распределения в них редкоземельных элементов. Так, докальдерные базальты по петрологическим и петрохимическим характеристикам относятся к толеитовому типу, однако, спектр распределения РЗЭ в них (рис. 7) отличается от уплощенного спектра усредненных толеитовых базальтов Восточной Камчатки [7]. Они обогащены легкими РЗЭ, что сближает их с базальтами известково-щелочной серии [7]. Такой характер спектра может свидетельствовать о процессах ассимиляции базальтами корового материала. На это указывают многочисленные находки частично оплавленных обломков гранитоидов в голоценовых базальтоидах конусов Савича, Дуга и маара оз. Дальнее, расположенного в кальдере Узон. В некоторых образцах докальдерных базальтов вулкана Узон отмечены петрологические свидетельства гетерогенности расплава в виде вкрапленников более натриевых плагиоклазов и неоднородной структуры основной массы. Включения корового материала встречаются и в продуктах современных базальтовых извержений: это могут быть породы фундамента [4] и фрагменты более кислых расплавов [10]. Масштабы контаминации незначительны, однако, это находит отражение в разрушении корреляционных связей между петрогенными и малыми элементами, в величинах индикаторных отношений изотопов кислорода и стронция [6,22], способствует повышению фугитивности кислорода в магматических очагах толеитовых базальтовых расплавов, что обеспечивает их дифференциацию в известково-щелочном направлении [16]. На вероятность ассимиляции базальтами корового материала указывают и модельные расчеты [26].

Отношения La/Yb в вулканических породах Узон-Гейзерной депрессии возрастают от 1.30—1.80 в базальтах до 3.40-4.28 в дацитах и риодацитах, и в целом отражают увеличение степени дифференцированности расплава (рис. 6). Это видно также на диаграммах Nb/Zr - Zr и Ba/Zr - Zr. При близких величинах этих отношений отмечается значительное обогащение цирконием вулканических пород по мере увеличения кремнекислотности. При этом заметна тенденция снижения отношений Nb/Zr, La/Yb и увеличения Ba/Zr в вулканических породах на посткальдерном этапе. Отношения Nb/Zr и Ba/Zr в позднемиоцен-раннешшоценовых базальтоидах щапинской свиты занимают промежуточное положение между четвертичными базальтоидами и среднекислыми породами, что связано с повышенными концентрациями в этих породах Zr.

Фракционирование базальтоидного расплава происходило с увеличением доли плагиоклаза среди кумулусных фаз, что подтверждается усилением Eu-минимума при переходе от основных пород к кислым. В процессах дифференциации

помимо плагиоклаза, пироксена, магнетита и апатита определенную роль играл, по-видимому, и ильменит. Именно с ним, очевидно, связано снижение концентрации элементов иттриевой группы в игнимбритах. Особенностью минералогии узонских игнимбритов является практическое отсутствие ильменита в пирокластике, распространенной к северу от структуры, и повышенное содержание этого минерала в пирокластических отложениях к югу от нее [13, 14]. Образец игнимбритов, в котором отмечена эта инверсия (108-86), относится именно к отложениям так называемого "северного" поля. Для этих игнимбритов характерны также аномальные величины отношений Nb/Zr и Ba/Zr, что определяется низкими концентрациями в них циркония. Согласно [2] Zr, Nb, Hf накапливаются в ильменитах и имеют гетеровалентные связи с титаном, изоморфно замещаясь им.

Таким образом, исходной магмой для получения среднекислых расплавов могут служить базальты и андезитобазальты, которые в больших объемах представлены на докальдерной стадии развития структуры. На петро-геохимических диаграммах (рис. 5, 6) они располагаются в начале известково-щелочного тренда. Контаминация толеитовых базальтов коровым материалом могла привести к увеличению фугитивности кислорода в базальтовом расплаве, что по [16] является определяющим фактором дифференциации базальтоидных расплавов в известково-щелочном направлении. Отсутствие Eu-минимума в некоторых андезитах и риодацитах не означает иного способа образования этих вулканитов, а лишь указывает на участие дополнительных механизмов (таких, например, как аккумуляция плагиоклаза), связанных с процессами смешивания расплавов или присутствием плагиоклазсодержащих кумулатов. Петрологическими методами процессы смешивания расплавов отчетливо определяются в породах, начиная с андезитобазальтов (неравновесные минералы, обратная зональность вкрапленников). В более кислых вулканических породах они определяются и визуально в виде включений и прослоев контрастного состава [13, 14]. В геохимическом плане это фиксируется широкими вариациями (в сторону увеличения или уменьшения) петрогенных элементов (Ti, Al, Mg, Fe, щелочи) и наиболее мобильных редких элементов (Rb, Ba, Sr, Zr, Y). Так, в андезитах повышение концентрации легких РЗЭ выражается в аномально высоком La/Yb отношении, что согласуется с высокими концентрациями Sr и повышенным количеством вкрапленников плагиоклаза в них. Особенно значительные вариации химических элементов характерны для голоценовых андезитобазальтов и андезитов (рис. 5, 6).

Вывод о комагматичности всех пород Узон-Гейзерной депрессии, вытекающий из петрологи-

ческих и геохимических данных, находит подтверждение при проверке модели кристаллизационной дифференциации по методу наименьших квадратов (табл. 2, 3). Было проведено два варианта расчета. В первом - в качестве промежуточных (средних) составов взят андезит без видимых признаков неоднородности (образец 47-77, табл. 1). Во втором - использовался андезит (образец 45-86) с избыточным количеством глинозема и стронция (т.е. полевошпатовых компонентов), содержащий в виде вкрапленников ильменит. Результаты расчетов показывают, что большее соответствие модели фракционной кристаллизации (минимальные значения R-суммы средних квадратичных отклонений) отмечается в случае, когда в качестве промежуточного состава брался андезит с избыточной фазой плагиоклаза (образец 45-86) и ильменитом. Этот факт подтверждает предположение об усилении известково-щелочной тенденции при фракционировании с добавлением в расплав корового (?) компонента [16] и согласуется также с отмеченной выше ролью ильменита при фракционировании расплава на более поздних стадиях.

Интересные выводы связаны с базальтоидами фундамента Узон-Гейзерной депрессии. Предполагается, что во время формирования пород шапинской свиты в этом районе существовала рифтовая структура северо-восточного простирания, магматическая эволюция которой проходила с последовательным смещением очагов магмообразования в мантии с глубоких на более верхние уровни [9]. Затем, в связи со сменой геодинамического режима на островодужный, началось формирование вулканического пояса Восточной Камчатки. Базальты, обнаруженные нами в фундаменте Узон-Гейзерной структуры (табл. 1, рис. 5, 6), по некоторым вещественным особенностям близки субщелочным базальтоидам верхних частей разреза шапинской свиты, которые исследовались О.Н. Волынцом с соавторами [9]. В отличие от базальтоидов вулкана Узон, они заметно обогащены TiO₂, K₂O, P₂O₅, Rb, Ba, Nb, Zr. Однако, в сравнении с базальтами района р. Левая Жупанова, они, наоборот, несколько обеднены указанными элементами. Мы предполагаем, что базальтоиды, обнаруженные в строении вулканогенного фундамента Узон-Гейзерной структуры, также принадлежат комплексу "переходных" лав в составе шапинской свиты и представляют собой наиболее поздние проявления "рифтогенного" магматизма, то есть относятся к этапу, непосредственно предшествовавшему началу формирования островодужного вулканического пояса Восточной Камчатки.

На рис. 8 демонстрируются особенности распределения гигромагматофильных элементов в базальтоидах Узон-Гейзерной депрессии по отношению к составу первичной мантии. На примере

Таблица 2. Представительные анализы минералов вулканических пород, используемых при расчете модели кристаллизационной дифференциации, мас. %

№ п.п	№ образца	Фаза	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O
1	209-75	OI	40.03	–	–	–	16.99	42.25	0.15	–	–
2	209-75	cPx	49.83	0.35	6.31	0.22	5.82	14.04	21.78	0.05	–
3	209-75	Pl	43.80	–	35.72	–	0.35	–	18.83	0.34	0.01
4	85-87	cPx	50.81	0.48	3.26	–	9.56	14.86	19.21	–	–
5	85-87	oPx	54.00	0.21	1.11	–	18.02	24.91	1.61	–	–
6	85-87	Pl	47.16	–	33.24	–	0.82	–	16.29	1.92	0.08
7	85-87	Mt	–	10.41	3.19	–	83.70	1.79	–	–	–
8	47-77	cPx	51.64	0.54	1.86	–	10.96	14.64	18.68	–	–
9	47-77	oPx	53.77	0.28	0.99	–	20.43	23.07	1.70	–	–
10	47-77	Pl	54.97	–	28.36	–	0.68	–	10.81	5.06	0.14
11	47-77	Mt	–	10.92	3.19	–	83.44	2.05	–	–	–
12	45-86	cPx	51.97	0.36	1.44	–	9.81	14.36	20.69	–	–
13	45-86	oPx	53.01	0.67	–	–	22.16	22.40	1.00	–	–
14	45-86	Pl	50.27	–	31.35	–	0.80	–	13.68	3.35	0.17
15	45-86	Mt	–	9.25	0.67	–	89.10	0.90	–	–	–
16	45-86	Ilm	–	46.07	–	–	50.69	1.02	–	–	–

Примечание. Обр. 209-75 - базальт щитового вулкана, западный борт кальдеры Узон, обр.85-87 - андезитобазальт, юго-восточный борт депрессии, каньон р. Шумной, обр. 47-77 - андезит, юго-восточный борт депрессии, левый борт р. Шумной, обр. 45-86 - андезит, южный борт кальдеры Узон. Химический состав пород см. в табл. 1. Минеральные фазы: OI - оливин, cPx - клинопироксен, oPx - ортопироксен, Pl - плагиоклаз, Mt - титаномагнетит, Ilm - ильменит. Приведены составы ядер вкрапленников. Анализы выполнены в Институте вулканологии ДВО РАН на микроанализаторе Camebax.

Таблица 3. Результаты модельных расчетов формирования вулканических пород Узон-Гейзерной депрессии при кристаллизационной дифференциации докальдерных базальтов

Порода		Доля компонента, %							R
Исходная	Производная	OI	cPx	oPx	Pl	Mt	Ilm	расплав	
Базальт (209-75)	Андезитобазальт (85-87)	3.02	1.46	–	23.9	1.94	–	69	0.49
Андезитобазальт (85-87)	Андезит (47-77)	–	2.39	1.94	8.71	1.74	–	85.8	0.21
Андезит (47-77)	Дациит (108-86)	–	11.4	0.63	22.5	5.01	–	59.6	0.91
Андезит (47-77)	Риодацит (312-74)	–	12.7	1.91	31.7	6.36	–	46.4	0.33
Андезитобазальт (85-87)	Андезит (45-86)	–	9.27	–6.34	–5.14	2.71	–	98.6	0.33
Андезит (45-86)	Дациит (108-86)	–	1.58	9.80	30.3	3.04	–0.8	54.2	0.06
Андезит (45-86)	Риодацит (132-74)	–	2.98	11.4	38.9	3.90	–0.4	43.3	0.07

Примечание. OI - оливин, cPx - клинопироксен, oPx - ортопироксен, Pl - плагиоклаз, Mt - титаномагнетит, Ilm - ильменит. R - сумма средних квадратичных отклонений. В скобках - номер образца.

умеренно калиевых базальтов посткальдерного этапа развития структуры наблюдается полная конформность графиков распределения этих элементов с полем составов низкокалиевых базальтов островных дуг [30] с закономерно несколько более высокими уровнями содержания элементов в базальтоидах Узон-Гейзерной депрессии. Это подчеркивает островодужную природу исследуемых вулканитов. При анализе приведенного на

рис. 8 графика для субщелочного базальта верхов разрезом шапинской свиты [9] видно, что уровни концентраций гигромагматофильных элементов в нем более высокие, а аномалии по Sr и Nb, характерные для островодужных базальтов, отчетливо не выражены. Однако сохраняются некоторые элементы конформности их графиков с островодужными, и поэтому такие составы можно соотносить с типом "переходных".

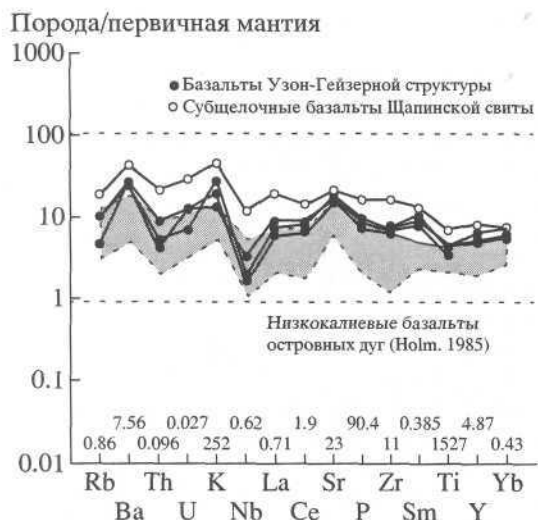


Рис. 8. Спайдердиаграмма распределения гигромагматофильных элементов в базальтах Узон-Гейзерной депрессии. Содержания элементов в базальтах нормированы по их концентрациям в примитивной мантии [32]. Поле составов низкокремнистых базальтов островных дуг (поле серого цвета с пунктирным контуром) приведено по [30]. Состав щелочного базальта шапинской свиты приведен по данным [8, 9].

Заключение. Вулканические серии пород Узон-Гейзерной депрессии на ранних этапах развития принадлежат к низко и умеренно калиевым типам, на последних этапах - к умеренно калиевым. Вулканогенный позднемиоцен-раннеплиоценовый фундамент структуры характеризуется проявлением базальтоидных магм повышенной щелочности, которые являются "переходными" между рифтогенными и островодужными геохимическими типами.

Распределение различных типов пород четвертичного возраста имеет полимодальный характер, что обычно свойственно непрерывным известково-щелочным сериям островных дуг. На кальдерообразующем этапе преобладают дациты (в меньшей степени риодациты и андезиты), которые представляют собой продукты гомодромной эволюции корового магматического очага в недрах структуры. Для посткальдерного этапа характерно бимодальное распределение пород с одновременным развитием разобщенных в пространстве риодацитов и базальтоидов. Отсутствие базальтов внутри кальдеры вплоть до голоцена может свидетельствовать о том, что верхнекоровый очаг исполняет роль плотностной "ловушки" для базальтовых расплавов, поступающих с более низких уровней земной коры [13, 14].

Отмечены некоторые геохимические отличия вулканических пород различных этапов формирования Узон-Гейзерной депрессии. Породы докальдерной постройки на уровне базальтоидов характеризуются весьма низкими уровнями кон-

центрации некогерентных элементов, в то время как кислые вулканические породы отличаются наиболее высоким уровнем их содержания. На кальдерообразующем этапе формируются породы различного фациального типа: эксплозивные (спекшиеся туфы и игнимбриты) и эффузивные (дайки и экструзии, внедрившиеся по дуговым разломам ограничения кальдер). Они отличаются повышенной щелочностью и титанистостью, высокими концентрациями РЗЭ. В то же время в игнимбритах дацитового состава отмечается инверсия в распределении РЗЭ иттриевой группы по сравнению с эффузивными аналогами. Породы посткальдерного этапа формирования структуры, несмотря на геологические предпосылки к выделению двух фаз вулканической активности [19], не разделяются надежно по геохимическим признакам. Исключением из этого являются проявления позднеплейстоцен-голоценовых базальтоидных лав.

Наблюдающиеся закономерности в распределении породообразующих, редких и редкоземельных элементов в породах различной кремнекислотности, усиление европиевого минимума при переходе от основных пород к кислым свидетельствуют о главной роли в процессе формирования дифференцированных серий пород кристаллизационной дифференциации с преобладанием плагиоклаза в кумулятивной фазе. Обогащение толеитовых базальтов легкими РЗЭ может указывать на процессы ассимиляции ими корового материала, что привело к повышению фугитивности кислорода и способствовало дифференциации расплава в известково-щелочном направлении [16]. Исходным расплавом для кислых фракционатов являлись, по-видимому, базальты и андезитобазальты, которые в больших объемах встречаются в верхних частях разрезов на докальдерном этапе. На более поздних этапах базальты периодически поступали на поверхность из нижнекоровых очагов, образуя вулканические постройки вблизи границ структуры. Инъекции базальтов в основание верхнекорового очага вызывали тепловое возмущение в верхней его части (являясь спусковым крючком катастрофических эксплозий) и приводили к гетерогенности среднекислых вулканических пород данного района на кальдерообразующем и посткальдерном этапах. Отсутствие базальтов внутри кальдерной системы свидетельствует о том, что верхнекоровый магматический очаг все еще исполняет роль плотностной ловушки для нижнекоровых базальтов.

Авторы благодарны А.В. Колоскову за полезные замечания, которые улучшили работу, а Р.Е. Попову - за помощь в компьютерной обработке графического материала.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проекты № 99-05-65371, 00-15-98609) и проекта № 30-334.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Авдейко Г.П., Вольнец ОМ., Мелекесцев И.В. и др. Магматизм островных дуг. Курило-Камчатская дуга // Петрология и геохимия островных дуг и окраинных морей. М.: Наука, 1987. С. 37-86.
2. Асавин А.М. Распределение Zr, Hf, Nb, Ta, U в равновесиях минерал-расплав // Геохимия. 1994. № 10. С.1398-1424.
3. Богоявленская Г.Е., Эрлих Э.Н. Петрология вулканических пород // Вулканизм, гидротермальный процесс и рудообразование. М.: Недра, 1974. С. 37-49.
4. Флеров Г.Б., Андреев В.И., Будников В.А., Цюрупа А.И. Петрология продуктов извержения // Большое Трещинное Толбачинское извержение. Камчатка (1975-1976) / Под ред. С.А. Федотова. М.: Наука, 1984. С. 223-285.
5. Брайцева О.А., Богоявленская Г.Е., Эрлих Э.Н. Геологическое строение Узонско-Гейзерной депрессии // Вулканизм, гидротермальный процесс и рудообразование. М.: Недра, 1974. С. 10-32.
6. Виноградов В.И., Григорьев В.С., Покровский Б.Г. Изотопный состав кислорода и стронция в породах Курило-Камчатской островной дуги - ключ к некоторым генетическим построениям // Эволюция системы кора-мантия. М.: Наука, 1986. С. 78-103.
7. Вольнец О.Н., Аношин Г.Н., Пузанков Ю.М., Пархоменко В.С. Геохимическая типизация позднекайнозойских базальтов Камчатки (по данным нейтронно-активационного анализа) // Докл. АН СССР. 1987. Т. 293. № 3. С. 685-689.
8. Вольнец О.Н., Антипин В.С., Перепелов А.Б., Аношин Г.Н. Геохимия вулканических серий островодужной системы в приложении к геодинамике (Камчатка) // Геология и геофизика. 1990. № 5. С. 3-13.
9. Вольнец О.Н., Успенский В.С., Аношин Г.Н. и др. Эволюция геодинамического режима магмообразования на Восточной Камчатке в позднем кайнозое (по геохимическим данным) // Вулканология и сейсмология. 1990. № 5. С. 14-27.
10. Гриб Е.Н. Петрология продуктов извержения 2-3 января 1996 г. в кальдере Академии Наук // Вулканология и сейсмология. 1997. № 5. С. 71-97.
11. Гриб Е.Н., Леонов ВЛ. Игнимбриты кальдеры Большой Семячик (Камчатка): состав, строение, условия образования // Вулканология и сейсмология. 1992. № 5-6. С. 34-50.
12. Гриб Е.Н., Леонов ВЛ. Игнимбриты Узон-Гейзерной вулканотектонической депрессии, Камчатка: сопоставление разрезов, состав, условия образования // Вулканология и сейсмология. 1993. № 5. С. 15-33.
13. Гриб ЕМ., Леонов ВЛ. Различные пути эволюции верхнекоровых магматических очагов кальдерных комплексов Восточной Камчатки. Часть I. Строение пирокластических потоков, сравнительная минералогия // Вулканология и сейсмология. 2001. № 4. С. 3-17.
14. Гриб Е.Н., Леонов ВЛ. Различные пути эволюции верхнекоровых магматических очагов кальдерных комплексов Восточной Камчатки. Часть II. Физико-химические условия кристаллизации игнимбритообразующих расплавов // Вулканология и сейсмология. 2001. № 4. С. 18-28.
15. Золотарев Б.П., Карпов Г.А., Ерощев-Шак В.А. и др. Эволюция вулканизма в кальдере Узон (Камчатка) // Вулканология и сейсмология. 1998. № 6. С. 67-85.
16. Кадик А.А., Луканин О.А., Лапин Н.В. Физико-химические условия кристаллизации базальтовых магм в приповерхностных очагах. М.: Наука, 1990. 346 с.
17. Леонов ВЛ., Гриб Е.Н. Кальдеры и игнимбриты Узон-Семячикского района, Камчатка: новые данные по результатам изучения разрезов Плато Широкое // Вулканология и сейсмология. 1998. № 3. С. 41-59.
18. Леонов ВЛ., Гриб ЕН., Карташева Л.А. Расчленение игнимбритов и оценка объемов магмы, выброшенной при игнимбритообразующих извержениях на Восточной Камчатке // Вулканология и сейсмология. 2000. № 5. С. 3-18.
19. Леонов ВЛ., Гриб ЕН., Карпов Г.А. и др. Кальдера Узон и Долина Гейзеров // Действующие вулканы Камчатки. Т. 2. М.: Наука, 1991. С. 94-141.
20. Леонова ЛЛ. Геохимическая характеристика основных и кислых вулканитов Узонско-Гейзерной депрессии // Вулканизм, гидротермальный процесс и рудообразование. М.: Недра, 1974. С. 50-60.
21. Перепелов А.Б. Геохимия позднекайнозойских высококальциевых вулканических серий островодужной системы Камчатки. Автореф. дисс.... канд. геол.- мин. наук. Иркутск, 1989. 24 с.
22. Покровский Б.Г., Вольнец ОМ. Геохимия изотопов кислорода в эффузивах Курило-Камчатской островной дуги // Петрология. 1999. Т. 7. № 3. С. 227-251.
23. Пополитов Э.И., Вольнец ОМ. Геохимические особенности четвертичного вулканизма Курило-Камчатской островной дуги и некоторые вопросы петрогенезиса. Новосибирск: Наука, 1981. 182 с.
24. Пузанков Ю.М., Бобров В.А., Шестель СТ. Редкие земли в четвертичных вулканитах Камчатки и породах кристаллического фундамента // Докл. АН СССР. 1984. Т. 275. № 1. С. 177-182.
25. Селянгин О.Б. Петрогенезис базальт-дацитовый серии в связи с эволюцией вулканоструктур. М.: Наука, 1987. 148 с.
26. Уткин И.С., Федотов С.А., Уткина Л.И. Об эволюции и размерах магматических очагов вулканов // Вулканология и сейсмология. 1999. № 3. С. 7-18.
27. Хескин Л.А., Фрей Ф.А., Шмитт Р.А., Смит Р.Х. Распределение редких земель в литосфере и космосе. М.: Мир, 1968. 185 с.
28. Флоренский И.В. К вопросу о возрасте кальдер Узон и Крашенинникова // Вулканология и сейсмология. 1984. № 1. С. 102-106.

29. *Anders E., Grevesse, N.* Abundances of the elements: meteoritic and solar // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 1989. V. 53. P. 197-214.
30. *Holm P.E.* The geochemical fingerprints of different tectonomagmatic environments using hydromagmatophile element abundances of tholeiitic basalts and basaltic andesites // *Chem. Geol.* 1985. V. 51. № 3-4. P. 303-323.
31. *Miyashiro A.* Volcanic rock series in island arcs and active continental margins//*Amer. Journ. Sci.* 1974. №4. P. 321-355.
32. *Wood D.A.* variably vined suboceanic mantle-genetic significance for mid-ocean ridge basalts from geochemical evidence // *J. Geol.* 1979. V. 7. № 3 P. 499-503.

The Geochemistry of Volcanic Rocks in the Uzon-Geyser Depression, Kamchatka

E. N. Grib¹, A. B. Perepelov², V. L. Leonov¹

¹ *Institute of Volcanology, Far East Division, Russian Academy of Sciences, Petropavlovsk-Kamchatskii, 683006, Russia*

² *Institute of Geochemistry, Siberian Division, Russian Academy of Sciences, Irkutsk, Russia*

We have made a detailed study of volcanic rock geochemistry for the Uzon Geyser depression, deriving a first-ever distribution of rare earth elements for the whole rock complex and for all the individual age groups. The series from basalts to rhyodacites shows decreasing concentrations of Sr, Cu, Sc and increasing concentrations of Rb, Ba, Pb, Nb, Hf, Th, and U. This is consistent with increasing alkali content and decreasing concentrations of other petrogenic components. A total increase of rare earth and lithophile element content from 47 to 153 g/t was found in the same series. The La/Yb ratios for the rocks studied are in the range 1.3-5.5. The europium minimum is found to increase from andesites and dacites to rhyodacites. These data demonstrate that crystallization differentiation involving plagioclase precipitation played the leading part in the rock generation of the area.