

ЩЕЛОЧНЫЕ ПЛЮМЫ КОНТИНЕНТОВ И ОКЕАНОВ**В.Г. Лазаренков***Санкт-Петербургский государственный горный институт (технический университет),
199106, Санкт-Петербург, Васильевский остров, 21 линия, дом 2, Россия*

Сравнение рядов щелочных формаций континентов и океанов геологически подтверждает предположение о том, что источником щелочных плюмов было жидкое ядро под континентами, реже — под океанами. Анализ пространственного размещения щелочных комплексов с позиций плюм-магматической гипотезы позволяет предполагать, что зональность и латеральная миграция щелочных магматических центров в щелочных провинциях определялась миграцией щелочного плюма (мультиплюма) и его производных (щелочно-базальтового, щелочно-ультраосновного, карбонатитового, кимберлитового и других).

В химической истории щелочного плюм-магматизма отчетливо прослеживаются две составляющие. Первая — фойдафильная, устойчиво присутствующая во всех магматических и метасоматических горных породах разных щелочных комплексов. Это элементы, ассоциированные с натрием и калием: редкие щелочи, щелочные земли, радиоактивные элементы, редкие земли и другие. Они представляют ту важную часть плюма, которая, вероятно, отделялась от жидкого ядра. Вторая часть — петрогенная, мантийно-литосферная, возникшая в астеносферной зоне в ходе процессов дифференциации и ассимиляции плюмовых и литосферных источников при подъеме плюма к поверхности Земли.

*Щелочной плюм, суперплюм, мультиплюм, ряды щелочных комплексов и формаций.***ALKALINE PLUMES OF CONTINENTS AND OCEANS****V.G. Lazarenkov**

Series of continental and oceanic alkaline associations have been compared. Comparison confirms that alkaline plumes originated from the Earth's liquid core under the continents and, less often, under the oceans. The spatial distribution of alkaline complexes has been analyzed in terms of the plume magmatism theory. Analysis suggests that the zoning and lateral migration of alkaline magmatic centers in alkaline provinces were determined by the migration of an alkaline plume (multiplume) and its alkaline basaltic, alkaline ultramafic, carbonatitic, kimberlitic, and other derivatives.

Two components are well pronounced in the chemical history of alkaline plume magmatism. The first is the foidophile component, which persists in all igneous and metasomatic rocks of various alkaline complexes. It includes elements associated with Na and K: rare alkali metals, alkaline earth metals, radioactive elements, rare earths, and others. They make up the important part of the plume that might have separated from the liquid core. The second component is rock-forming mantle-lithospheric, which formed in the asthenosphere during the mixing of mantle and lithospheric sources while the plume ascended to the Earth's surface.

*Alkaline plume, superplume, multiplume, series of alkaline complexes and associations***ВВЕДЕНИЕ**

Учение Ю.А. Кузнецова о магматических комплексах, их рядах и рядах магматических формаций [Кузнецов, 1964; Поляков, Изох, 2003] сейчас становится особенно актуальным в плане становления и развития концепции плюм-магматизма. Идея плюмов, выраженных на поверхности Земли в виде «горячих пятен» (hot spot) зародилась в недрах плейт-тектоники. Она получила поддержку в связи с достижениями в изучении теплового поля Земли и в связи со спутниковыми данными по исследованию Большого Красного пятна Юпитера, на спутнике Юпитера — планете Ио, на других спутниках Сатурна — планетах Ариэль и Миранда.

По современным представлениям [Добрецов, 2000, 2008; Летников, 2001; Brandon, 2005] плюм — это флюидный, может быть, существенно водородный тепловой поток, генерируемый в слое D_2 на границе магмы и жидкого ядра Земли. Его магматическая реализация — плюм-магматизм — возникает в астеносферном слое Земли глубиной до 600—700 км от подошвы литосферы. Примерно такая глубина предполагается по сейсмическим данным для образования калиевых вулканических пород о. Ява [Whitford, Nicholes, 1976]. А от глубины слоя D_2 (около 2900 км) до нижней границы астеносферы плюм перемещается, по мнению Ф.А. Летникова, в виде флюидной фазы.

СРАВНЕНИЕ ЩЕЛОЧНОГО ПЛЮМ-МАГМАТИЗМА КОНТИНЕНТОВ И ОКЕАНОВ

Где корни щелочных плюмов? Для понимания вопроса о корнях щелочных плюмов значительный интерес представляет разница в составе формационных рядов щелочных пород континентов и океанов. Щелочной магматизм — это преимущественно континентальное явление, причем на континентах он лучше проявлен на платформах, особенно на щитах, и, в меньшей степени, в подвижных областях, в последних в основном на жестких блоках срединных массивов. По перифериям континентов щелочной магматизм наблюдается на пассивных окраинах атлантического типа в периконтинентальных областях зоны перехода континент—океан (табл. 1). В океанах щелочной магматизм развит слабо — по сравнению с континентальным ряд щелочных формаций океанов представляется резко укороченным и сокращенным. Здесь признаки плюмов с повышенной щелочностью можно наблюдать, в первую очередь, на океанических островах, расположенных в зоне перехода океан—континент вблизи пассивных окраин атлантического типа, например, на островах Зеленого Мыса, на Канарских островах в Атлантическом океане, на Коморских островах в Индийском океане и других. Так, временной ряд вулканических комплексов Канарских островов имеет вид: толеитовый (мел-палеогеновый), щелочно-риолит-трахит-щелочно-базальтовый (13.7—13.0 млн лет), фонолит-трахит-щелочно-базальтовый (4.4—3.4 млн лет), а временной ряд комплексов Коморских островов: щелочно-базальтовый (миоцен?), фонолит-трахит-щелочно-базальтовый (миоцен—плейстоцен), нефелинит-фонолит-щелочно-базальтовый [Emerick, Duncan, 1982]. Временные ряды комплексов островных щелочных провинций периокеанических рифтов (Канарских, Коморских, островов Зеленого Мыса, Гвинейского залива и др.) соответствуют ранним членам ряда континентальных щелочных вулканических комплексов.

В океанах признаки плюмов с повышенной щелочностью можно наблюдать на океанических островах, расположенных на внутриплитных поднятиях — на Сейшельских островах, на о. Кергелен в Индийском океане, на Гавайских островах в Тихом океане и т.д. Мощность океанической коры на океанических поднятиях превышает мощность обычной океанической коры в 2—5 раз и достигает 20—40 км, а ее разрез иногда похож на разрез континентальной коры, например, под Сейшельскими островами [Бен-Абрахам и др., 1984]. Океаническая кора повышенной мощности является продуктом длительной эволюции и щелочные породы такой океанической коры соответствуют щелочно-базальтовым и фонолит-трахит-щелочно-базальтовым комплексам.

Наконец, в океанах наблюдаются острова, расположенные в зонах срединно-океанических хребтов. Это, например, о. Исландия на Срединно-Атлантическом хребте, который рассматривается как «горячая точка», подстилается более тонкой океанической корой 10—20 км и характеризуется риолит-(щелочно-риолит)-щелочно-базальтовым вулканизмом. В формационном отношении о. Исландия как место проявления риолитового и щелочно-риолитового магматизма совсем не уникален, поскольку цепочка океанических островов в Южной Атлантике, нанизанная на Срединно-Атлантический хребет (остро-

Таблица 1. Временные ряды вулканических формаций рифтогенных зон [Лазаренков, 1988]

Континентальные		Океанические	
Внутриконтинентальные	Периконтинентальные	Внутриплитные поднятия	Срединно-океанические
Лейцититовая	Лейцититовая	—	—
Щелочно-риолитовая	Щелочно-риолитовая	—	—
Щелочно-трахит-трахитовая	Щелочно-трахит-трахитовая	—	—
Фонолитовая	Фонолитовая	—	—
Кимберлитовая	Кимберлитовая (?)	—	—
Фонолит-нефелинитовая с карбонатитами	Фонолит-нефелинитовая с карбонатитами	Базанит-фонолит-нефелинитовая	—
Фонолит-трахит-щелочно-базальтовая	Фонолит-трахит-щелочно-базальтовая	Фонолит-трахит-щелочно-базальтовая	—
Риолит (щелочно-риолит)-трахит-щелочно-базальтовая	Риолит (щелочно-риолит)-трахит-щелочно-базальтовая	Риолит (щелочно-риолит)-трахит-щелочно-базальтовая	Риолит (щелочно-риолит)-трахит-щелочно-базальтовая
Щелочно-базальтовая	Щелочно-базальтовая	Щелочно-базальтовая	Щелочно-базальтовая
Базальтовая	Базальтовая	Базальтовая	Базальтовая

Примечание. Ряды приведены в порядке от ранних к поздним (снизу вверх). Двойной линией отделены вероятные производные базальтовой магмы.

ва Вознесения, Тристан-да-Кунья, Гоф, Буве) также характеризуется присутствием риолитовых вулканитов (риолит-базальтовая провинция Атлантического океана). Все они трактуются как примеры мантийных плюмов, «заякоренных» на оси срединно-океанических хребтов [Добрецов, 2008].

Помимо рядов щелочных формаций важным показателем щелочной магматической деятельности континентов и океанов является распространенность щелочных пород в самых крупных тектонических структурах Земли. Если на континентах распространенность щелочных пород равняется 0.2 % по отношению к площади континентов, то в океанах она на 2—3 порядка ниже, т.е. чрезвычайно низка [Лазаренков, 1988]. В океанах неизвестны петрографические провинции с более или менее широким площадным распространением щелочных пород. Следовательно, если области континентов были ареной действия активного щелочного магматизма, то более обширные по площади пространства океанов к таким областям не относились.

С позиций плюмовой гипотезы это явление можно рассматривать как свидетельство того, что континенты на Земле были местами интенсивной щелочной плюмовой активности в течение длительного периода, начиная с границы архея и протерозоя (2.7—2.5 млрд лет [Когарко, 2004; Владыкин, 2009]), а в областях океанов щелочные плюмы имели слабое развитие, главным образом в мел-кайнозойское время продолжительностью всего 0.15 млрд лет. Но надо иметь в виду, что современные океаны имеют молодой возраст (менее 0.2 млрд лет), а фрагменты древней океанической коры в них составляют не более 0.1 %.

В чем можно видеть причину сильного и продолжительного щелочного плюм-магматизма на континентах и слабого, кратковременного в океанах? По данным изучения геохимии крупнейших океанических ультраосновных массивов, например, самого крупного в мире массива Дю Сюд в Новой Каледонии (4950 км²), а также исследования состава мантийных включений в океанических щелочных базальтах, в частности Гавайских островов, установлено, что океаническая ультраосновная мантия, по крайней мере литосферная, бедна щелочами и некогерентными элементами и, очевидно, не сильно влияла на химизм плюмов в плане изменения их щелочности и содержания некогерентных элементов. Возможно, по этой причине она не способствовала повышению щелочности плюмов. Исходя из истории геологического развития Земли, можно предполагать, что ее первичная мантийная оболочка имела одинаковый генезис и более или менее одинаковый ультраосновной состав по всей Земле как под будущими океанами, так и под будущими континентами. А если это так, то, исходя из единства первичного состава океанической и континентальной мантии, можно предполагать, что континентальная мантия, как и океаническая, также не являлась источником щелочных плюмов и сопутствующих им фойдафильных элементов. Следовательно, таким источником, скорее всего, было жидкое ядро или пограничный слой D₂.

Вывод 1. Сравнение рядов щелочных формаций континентов и океанов геологически подтверждает предположение о том, что источником щелочных плюмов было жидкое ядро под континентами, в более редких случаях — под океанами.

ПЛУМ СТАТИЧЕН, А ПЛИТА ПОДВИЖНА ИЛИ НАОБОРОТ?

Взаимодействие горячих точек и литосферных плит использовалось плейт-тектонической гипотезой для определения величин и векторов относительного перемещения плит. Эта краеугольная идея тектоники плит состояла в том, что положение плюмов — горячих мантийных струй, порождающих горячую точку, было фиксированным в течение продолжительного периода геологического времени, а проплывающая над этими струями литосферная плита «прожигалась» этими струями и вызывала образование вулканических цепей, возраст вулканических построек в которых возрастал по мере удаления от центра современных извержений [Хаин, 2002]. В качестве примера подобного взаимодействия приводилась цепь Гавайских островов, вытянутая в северо-западном — широтном направлении на расстояние около 3000 км. На Гавайских островах наблюдается «омоложение» возраста вулканических построек от позднего мела на крайнем северо-западе цепи до современного в районе о. Гавайи. Этот факт сторонники тектоники плит трактуют как результат перемещения Западно-Тихоокеанской океанической плиты в северо-западном направлении. В пределах Западно-Тихоокеанской плиты к северу от Гавайских островов расположена провинция Императорских гор, а к югу — щелочная провинция островов Лайн. К юго-востоку от островов Лайн находятся острова Общества, Туамоту и Маркизские, образующие южное продолжение Полинезийской зоны щелочных провинций. Все они, как и Гавайские острова, как будто демонстрируют миграцию вулканических построек вдоль островных цепей в направлении с северо-запада на юго-восток, что с позиций плитной тектоники свидетельствует о движении всей Западно-Тихоокеанской плиты в северо-западном направлении.

Теперь представим нечто противоположное, а именно, что плита была неподвижна, а подвижен плюм. С физических позиций подобная точка зрения представляется достаточно естественной, если флюидному потоку плюма до нижней границы астеносферы (по Ф.А. Летникову и др.) приписать свой-

ство сверхтекучести. Конкретные геологические примеры, свидетельствующие о быстрых перемещениях центров магматических извержений, например, влк. Толбачек на Камчатке в 1974—1976 гг. [Большое трещинное..., 1984], или смещение подобных центров при образовании Хибинского массива [Галахов, 1975], свидетельствуют скорее о развитии во времени крупных трещин в коре, чем о движении газовых струй в нижней мантии.

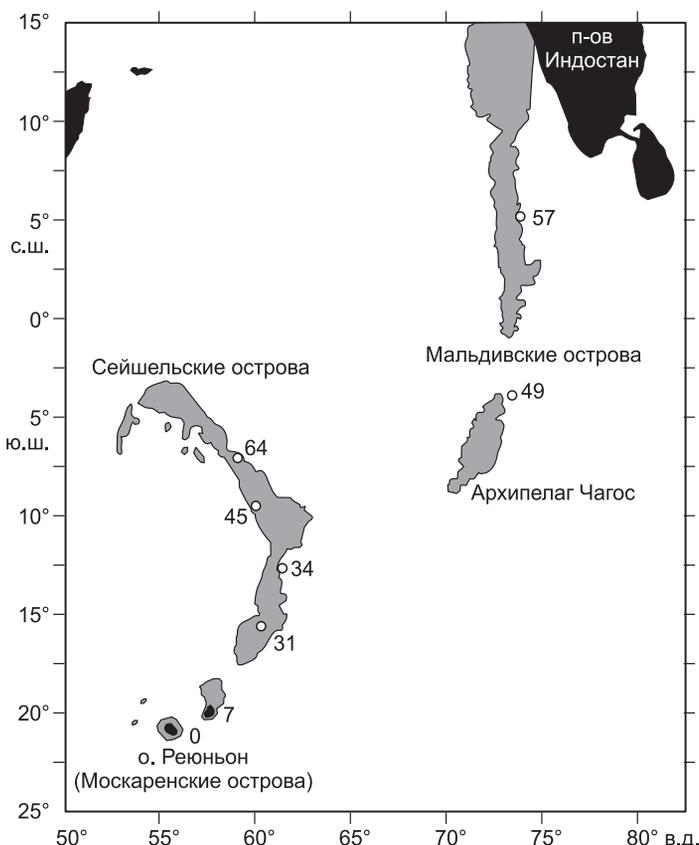
Но вернемся к базальтовому магматизму океанов уже с позиций плюм-магматизма. В Индийском океане трапповый магматизм Индостанского полуострова — траппы Декана — с возрастом поздний мел—ранний палеоген (65—40 млн лет), как бы находит свое продолжение на южнее расположенных Мальдивских островах, еще южнее — островах архипелага Чагос и Сейшельских островах, и еще южнее — на Маскаренских островах — с омоложением возраста вулканических построек в южном направлении. На о. Реюньон гряды Маскаренских островов наблюдается современная вулканическая деятельность [Tiwari et al., 2007] (рис. 1). Подобно Тихому океану, смещение «горячих точек», соответствующих активному базальтовому плюму, в этой части Индийского океана происходило в южном направлении.

Теперь обратимся к щелочному плюм-магматизму на континентах. Самой замечательной провинцией щелочных пород на земном шаре является Восточно-Африканская провинция, пространственно сопряженная с зоной Восточно-Африканских рифтов (рис. 2). Провинция протягивается в меридиональном направлении от Афарского треугольника (Эфиопия) в Уганду и Кению, захватывает Западно-Африканский рифт и далее продолжается на юг в Танзанию. Восточно-Африканская провинция относится к мировой системе молодых щелочных провинций мел-кайнозойского возраста и характеризуется ансамблем преимущественно вулканических комплексов главным образом щелочного состава. Вещественный состав комплексов крайне разнообразен. Магматическими продуктами начального действия плюма можно считать образование йемен-эфиопского эоцен-олигоценного толситового комплекса, протягивающегося широкой субмеридиональной полосой через Египет, Судан до Кении [Ebinger, Sleep, 1998]. Далее во времени плюм сместился на юг в Уганду и Кению и произвел угандийский карбонатито-нефелинитовый комплекс (23—16 млн лет) миоценового времени. Потом, возможно, он мигрировал южнее в Танзанию, где с его влиянием связано образование танзанийского кимберлитового комплекса и щелочных комплексов Коморских островов 10—0 млн лет [Emerick, Duncan, 1982]. Затем плюм проявился в образовании замечательного кенийского миоцен-плиоценового платофанолитового комплекса (14—10 млн лет) и расположенного севернее эфиопского пантеллерит-комендитового плиоцен-четвертичного комплекса. Анализ пути миграции Восточно-Африканского кайнозой-современного щелочного магматизма показывает, что за несколько десятков (45—0) млн лет он проявился от Йемена до Мозамбика на расстоянии нескольких тысяч километров. В этой его, на первый взгляд, достаточно хаотичной схеме проявления тем не менее угадывается возвратно-поступательный характер движения.

Элементы латеральной зональности заметно проявлены в размещении щелочно-ультраосновных с карбонатитами массивов Маймеча-Котуйской провинции (P₂—T₁). В направлении от южной границы Хатангского прогиба в глубь Сибирской платформы характер щелочно-ультраосновного магматизма меняется. Это хорошо видно на примере вариаций дунитовой (Гулинский массив, 250.2 ± 0.3 млн лет [Kato et al., 2003]), клинопироксенит-ийолитовой (массив Маган) и карбонатитовой (Гулинский массив, массивы Ыраас и Ессей) составляющих этого комплекса. При этом еще можно учесть и

Рис. 1. Схема размещения горячих точек зоны п-ов Индостан—о. Реюньон в западной части Индийского океана.

Цифры — возраст морского дна (млн лет). Круги — обозначения скважин, по [Tiwari et al., 2007].



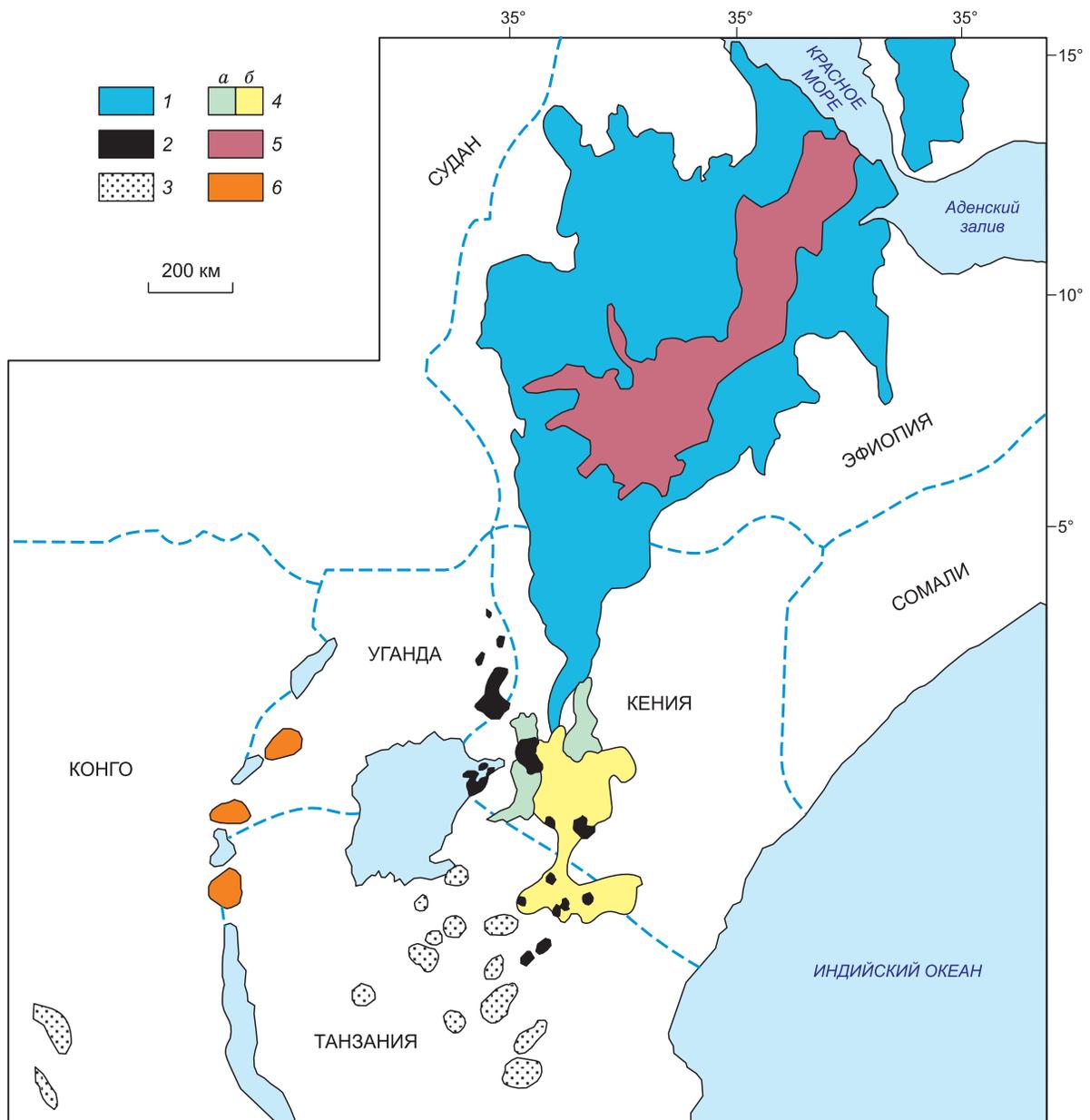


Рис. 2. Мел-кайнозойская Восточно-Африканская провинция щелочных пород:

1 — йемен-эфиопский эоцен-олигоценый комплекс P_2 — P_3 ; 2 — угандийский карбонатито-нефелинитовый комплекс (23—16 млн лет, N_1); 3 — танзанийский кимберлитовый комплекс (К—N); 4 — кенийские *a* — платофонолитовый (14—10 млн лет) и *b* — трахитовый (2.4—0.6 млн лет) комплексы (N_2 — N_1); 5 — эфиопский пантеллерит-комендитовый комплекс (N_2 —Q); 6 — буфумбирский лейцититовый комплекс (N_2 —Q).

ближайшие поля кимберлитов куонамского комплекса (T_2 — J_1). Щелочные образования Маймеча-Котуйской провинции близки по времени с базальтовым магматизмом Норильска 251—248 млн лет [Wooden et al., 1993] и других полей Сибирского суперплюма [Добрецов, 1997, 2008]. Наибольшая мощность этого комплекса (около 4 тыс. м) среди других трапповых комплексов Сибирской платформы и их кратковременный период образования позволили предполагать здесь наличие на границе P_2 — T_1 мощного суперплюма [Добрецов, 2008].

Рассмотрим еще один пример миграции кимберлитового платформенного магматизма. По данным канадских геологов [Heaman, Kjarsgaard, 2000], в восточной части Северной Америки выделяется зона запад-северо-западного простираения протяженностью около 4 тыс. км, в пределах которой возраст кимберлитовых полей последовательно омолаживается в юго-восточном направлении с 214 до 40 млн лет. В этом же направлении прослеживается и путь «горячей точки». Наряду с кимберлитами в этой зоне нахо-

дится известный монтерегийский комплекс щелочно-ультраосновных пород с карбонатитами. Комплекс возник 141—117 млн лет назад с последовательным смещением массивов с запада на восток. Его 17 интрузивных тел образуют цепочку длиной около 120 км. Он обнаруживает резкие изменения латерального состава. Если западный массив Ока сложен главным образом карбонатитами (56 %) и ийолитами (29 %), а Бруно и Ружемон — перидотитами и пироксенитами (первый на 70, второй — на 65 %), то в восточных массивах роль ультраосновных и основных пород падает, но возрастает количество пуласки-тов и нордмаркитов: Шеффорд (48 %), Бром (57 %), Мегантик (100 %) [Eby, 1985]. В соответствии с общей миграционной тенденцией в рамках всей зоны, в пределах монтерегийского комплекса, перемещение «горячей точки» происходило в восточном направлении к границе континент—океан. Примеры латеральной зональности в структуре щелочных провинций можно многократно продолжить.

Вывод 2. Анализ пространственного размещения щелочных комплексов с позиций плюм-магматической гипотезы позволяет предположить, что зональность и латеральная миграция щелочных магматических центров в щелочных провинциях определялась миграцией щелочного плюма (мультиплюма) и его производных. Применительно к последним можно говорить о щелочно-базальтовом, щелочно-ультраосновном, карбонатитовом, кимберлитовом, фонолитовом, щелочно-риолитовом, лейцититовом и других формациях как о составных частях щелочного суперплюма или мультиплюма. Здесь понятие мультиплюма эквивалентно понятию ряда магматических комплексов, а его производные — понятию магматического комплекса (по Ю.А. Кузнецову). Другими словами, в понятии *суперплюм* оценивается только его энергетическая способность, а в понятии *мультиплюм* — его структура (большая вариабильность).

ЗНАЧЕНИЕ РЯДОВ ЩЕЛОЧНЫХ КОМПЛЕКСОВ ДЛЯ ПОНИМАНИЯ СОСТАВА И СТРОЕНИЯ ЩЕЛОЧНЫХ МУЛЬТИПЛУМОВ

Теперь обратимся к временным рядам континентальных щелочных комплексов разных щелочных провинций земного шара, сформировавшихся в разное геологическое время. Возьмем представительный временной ряд щелочных комплексов в Бразильской провинции. Он имеет вид: паранский толеитовый комплекс (160—140 млн лет), якупирангский комплекс щелочных и ультраосновных пород с карбонатитами (138—81 млн лет), паранаибский кимберлитовый комплекс (87—79 млн лет), посос-де-кальдасский фонолит-нефелин-сиенитовый комплекс (77—51 млн лет). Этот ряд близок последовательному ряду комплексов Восточно-Африканской щелочной провинции. В других щелочных провинциях приведенный ряд имеет неполный или сокращенный вид. Причем в разных провинциях и в разные периоды члены этого ряда обнаруживают довольно четкую и определенную последовательность образования, которую можно рассматривать как важную закономерность щелочного магматизма [Лазаренков, 1981, 1984]. Это наводит на мысль о наличии единой причины этого явления. С позиций плюм-магматической гипотезы в качестве такой причины удобно рассматривать щелочной плюм (мультиплюм), испытавший в разных местах континентов более или менее сходную эволюцию своего магматического развития.

Вывод 3. Более или менее сходный состав рядов щелочных комплексов на разных континентах и в разных ареалах вне зависимости от геологического времени, позволяет предполагать более или менее постоянный состав исходных щелочных плюмов (мультиплюмов) и сходный характер эволюции состава щелочных плюмов.

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ РАЗЛИЧИЯ ЧЛЕНОВ РЯДА ЩЕЛОЧНЫХ КОМПЛЕКСОВ И ИХ РОЛЬ В ПОНИМАНИИ СОСТАВОВ ЩЕЛОЧНЫХ ПЛУМОВ

Фойдафильная специфика рядов щелочных комплексов и формаций отчетливо проявляется уже на уровне их базальтовых членов при сравнении химических составов континентальных базальтов с океаническими (табл. 2). Петрохимические составы континентальных и океанических базальтов, формирующихся в мантийной астеносфере, сходны, за исключением калия, которого в континентальных базальтах больше [Hess, 1989]. Сравнение их геохимических составов отчетливо указывает на бедность океанических базальтов некогерентными элементами.

Таким образом, при сходстве петрохимических составов в геохимическом составе континентальных и океанических базальтов наблюдаются существенные различия в части некогерентных, по существу, фойдафильных элементов. Но, как предполагалось выше, если плюмы рождались не в верхней мантии, а в пограничном слое D_2 на границе с ядром, то, следовательно, и эти различия формировались там же.

С этими представлениями вполне гармонирует тот важный факт, что химизм щелочных комплексов — карбонатитового, фонолитового, щелочно-риолитового — столь сильно отличающихся друг от друга по петрографии и петрохимии, в плане фойдафильной специфики (редкие щелочи, щелочные земли, радиоактивные элементы, редкие земли, элементы с большим радиусом и зарядом и другие элементы) сохраняет относительное постоянство [Лазаренков, 1988]. Другими словами, если петрография и петрохимия щелочных комплексов (фонолитовых, карбонатитовых, щелочно-риолитовых и других) по-

Таблица 2. Химический состав (г/т) базальтов океанов и континентов [Hess, 1989]

Элемент	Базальты	
	океанические	континентальные
<i>Редкие щелочи</i>		
Li	1—6	11
Rb	2	0—30
<i>Щелочные земли</i>		
Sr	120	410
Ba	43	200
<i>Редкие земли</i>		
La	4	7.7
Sm	3.5	4.1
Y	21—32	24
<i>Элементы с большим радиусом и зарядом</i>		
Zr	86	100
Nb	1.5—5.0	8—11
<i>Элементы группы железа</i>		
V	290	250
Cr	318	160
Co	50	46
Ni	110	85

добно базальтовым, формировалась в астеносфере, то их геохимическая специфика обусловлена влиянием нижней мантии и ядра. Причем факт ее постоянства также является важным показателем ее существенной независимости ни от состава астеносферы, ни от состава мантии в целом. А если вспомнить, что фойдафильная специфика щелочных комплексов составляет их металлогеническую специализацию, то следует признать, что истоки парагенетической связи щелочного магматического процесса и ассоциирующей с ним металлогении кроются в происхождении и первичном составе щелочного плюма.

Вывод 4. В химической истории щелочного плюма магматизма отчетливо прослеживаются две составляющие. Первая — фойдафильная, устойчиво присутствующая во всех магматических и метасоматических горных породах разных щелочных комплексов. Это элементы, ассоциированные с натрием и калием: редкие щелочи, щелочные земли, радиоактивные элементы, редкие земли и другие. Они составляют важную часть состава плюма, возникшего на границе жидкого ядра. Вторая часть — петрогенная, мантийно-литосферная, возникшая в астеносферной зоне и в ходе процессов дифференциации и смешения мантийных и литосферных источников при подъеме плюма к поверхности Земли.

О ХИМИЧЕСКОМ СОСТАВЕ ЩЕЛОЧНЫХ ПЛЮМОВ (МУЛЬТИПЛЮМОВ)

Теперь конкретнее взглянем на состав щелочных плюмов, опираясь на те члены континентальных рядов щелочных формаций, чья фойдафильная специфика проявилась наиболее рельефно. Это, в первую очередь, натриевые комплексы агпаитовых нефелиновых сиенитов, а также щелочных гранитов и карбонатитов, калиевых комплексов лейцититов и псевдолейцитовых сиенитов. Мерилом щелочности в них выступает величина коэффициента агпаитности. Наиболее высокоагпаитовыми в мире являются Илимауссакский, Ловозерский и Хибинский массивы. Среди них Илимауссакский является самым высокощелочным массивом в мире, но его площадь невелика (~100 км²). Ловозерский массив уступает ему по величине агпаитности, но он больше Илимауссакского по площади (~650 км²). Еще большими размерами обладает Хибинский массив (1327 км²). Самыми объемными из всех нефелин-сиенитовых проявлений на поверхности Земли являются платофонолиты Кении. Общая геохимия этих образований позволяет судить о химизме мощных щелочных плюмов. Она особенно хорошо изучена в многочисленных работах по Илимауссакскому, Ловозерскому и Хибинскому массивам. Причем особый интерес представляют содалит-нефелиновые сиениты Илимауссакского массива (какортokitы, науайты, куаниты), чья замечательная крупно- и грубозернистая структура является хорошим признаком кристаллизации из магмы, богатой летучими компонентами. Подчеркнем, что такая же структура характерна и для хибинитов Хибинского массива. Характерной особенностью химического состава щелочных пород Илимауссакского массива, как науайтов и луявритов Ловозерского массива, является обогащение редкими элементами. По крайней мере, для половины периодической системы их содержание на несколько порядков превышает кларк. Какортokitы, науайты, куаниты Илимауссака представляют промышленный интерес и являются рудой не только на U, Th, Be, Zr, Hf, Nb, Ta, Tr, Ti, но и P, Zn, V, Ga, Tl и другие элементы. Сходная геохимическая ситуация наблюдается и в Ловозерском массиве [Геохимия..., 1966], щелочные породы которого демонстрируют значительную обогащенность многими редкими (Nb, Ta, Zr, Hf, TR, U, Th) и летучими компонентами (F, Cl, S). Лопаритовые и эвдиалитовые луявриты этого массива, как известно, являются рудой на Nb, Ta, Zr, TR и другие элементы.

Большой интерес для анализа составов щелочных плюмов представляют химические составы щелочных пегматитов и гидротермалитов щелочных массивов, формирующихся под влиянием флюидной фазы щелочных магм. Куаниты Илимауссакского массива, слагающие пегматитовые жилы, демонстрируют наивысшую степень обогащения перечисленными фойдафильными элементами [Семенов, 1969]. В них также фиксируется и большое содержание F, Cl, S и P. Подобно куанитам, пегматиты и гидротермалиты Ловозерского массива обнаруживают высокую степень обогащения фойдафильными элементами. Их минеральный состав исключительно разнообразен и на сегодняшний день насчитывает около 300 наименований [Пеков, 2001]. По количеству минеральных видов он резко превышает этот показатель для

других горных пород, включая гранитные пегматиты. И хотя понятно, что флюидная фаза щелочных пегматитов не являлась эквивалентом химического состава щелочных плюмов, тем не менее можно предполагать, что в составе этих горных пород она отразилась в большей степени.

Весьма полезную информацию о составе щелочного мантийного флюида несут также ксенолиты вмещающих пород в агпайтовых нефелиновых сиенитах Хибинского и Ловозерского массивов [Корчак, 2008]. Эти образования подверглись флюидной метасоматической переработке («нефелин-сиенитизации») трех стадий: высокотемпературной роговиковой, среднетемпературной фенитовой и низкотемпературной. Ксенолиты содержат 169 минеральных видов. Для наших целей особый интерес представляют минералы высокотемпературной стадии — анортотлаз, секанинаит, кордиерит, фрейденбергит, андалузит, аннит, фаялит — образовавшиеся под влиянием K-Al флюида ранней стадии процесса магматической дистилляции магм агпайтовых нефелиновых сиенитов, поскольку они иллюстрируют особенности химизма флюида именно ранней стадии. Из других 169 минералов этих ксенолитов 26 содержат V, W, Sn, Sb, Te — элементы, которые не наблюдаются ни в Хибинском и Ловозерском массивах, ни во вмещающих эти массивы породах. Но они были составной частью первоначального щелочного расплава, как видим отличного от флюида пегматитов и гидротермалитов. Наконец, в последние годы значительное внимание исследователей привлекают интерстициальные стекла в мантийных включениях ультраосновных пород в щелочных базальтах, фиксируемые в межзерновых пространствах этих включений. Исследование состава этих стекол обнаружило их необычный карбонатно-силикатный состав, не свойственный составу магматических пород [Лазаренков и др., 2000; Литасов и др., 2003]. По нашему мнению, эти стекла возникли из расплавно-флюидной фазы, проникшей во включения из магмы щелочных базальтов, и, возможно, эти стекла также являются определенным индикатором состава плюмовой фазы, инициировавшей плавление щелочных базальтов.

Вывод 5. Наиболее высокощелочные массивы обнаруживают наибольшую обогащенность фойдафильными элементами. Очевидно, что в формировании их химического состава влияние щелочного плюма было максимальным, а влияние астеносферной среды минимальным. Разные щелочные массивы по своему составу обнаруживают разную степень щелочности и фойдафильности, которая, с точки зрения плюмо-магматизма, зависит от разной степени взаимодействия щелочного плюма с составом астеносферы.

В целом анализ латеральных и временных рядов щелочных формаций несет определенную информацию о корнях щелочных плюмов, об их первичном составе, а также последующей химической дифференциации.

ЛИТЕРАТУРА

- Бен-Абрахам З., Нур А., Джонс Д., Кокс А.** Континентальная аккреция: от океанических плато к аллохтонным массивам. Современные проблемы геодинамики. М., Мир, 1984, с. 101—120.
- Большое трещинное Толбачинское извержение.** М., Наука, 1984, 213 с.
- Владыкин Н.В.** Петрология калиево-щелочных лампроит-карбонатитовых комплексов, их генезис и рудоносность // Геология и геофизика, 2009, т. 50, № (12), с. 1443—1455.
- Галахов А.В.** Петрология Хибинского щелочного массива. Л., Наука, 1975, 256 с.
- Геохимия Ловозерского щелочного массива.** М., Наука, 1966, 381 с.
- Добрецов Н.Л.** Пермотриасовый магматизм и осадконакопление в Евразии как отражение суперплюма // Докл. РАН, 1997, т. 354, № 2, с. 220—223.
- Добрецов Н.Л.** Об источниках мантийных плюмов // Докл. РАН, 2000, т. 373, № 1, с. 84—86.
- Добрецов Н.Л.** Геологические следствия термохимической модели плюмов // Геология и геофизика, 2008, т. 49 (7), с. 587—605.
- Когарко Л.Н.** Щелочной магматизм в истории Земли // Тектоника и геодинамика. СПб., Изд-во ВСЕГЕИ, 2004, с. 76—81.
- Корчак Ю.А.** Минералогия пород ловозерской свиты и продуктов их контактово-метасоматического преобразования в щелочных массивах: Автореф. дис. ... к.г.-м.н. СПб., 2008, 18 с.
- Кузнецов Ю.А.** Главные типы магматических формаций. М., Недра, 1964, 387 с.
- Лазаренков В.Г.** О временном и латеральном рядах щелочных платформенных формаций // Геология и геофизика, 1981 (11), с. 61—69.
- Лазаренков В.Г.** Тектоническое положение и формационные ряды молодых щелочных провинций континентов и океанов // Изв. АН СССР, 1984, Сер. геол., № 7, с. 84—92.
- Лазаренков В.Г.** Формационный анализ щелочных пород континентов и океанов. Л., Недра, 1988, 236 с.
- Лазаренков В.Г., Маслов В.А., Таловина И.В.** Анатектические стекла в мантийных ксенолитах вулкана Сверре, Шпицберген // Тезисы докл. семинара «Магматические горные породы». М., ГЕОХИ, 2000, с. 7.

Летников Ф.А. Сверхглубинные флюидные системы Земли и проблемы рудогенеза // Геология рудных месторождений, 2001, т. 43, № 4, с. 291—308.

Литасов К.Д., Симонов В.А., Ковязин С.В., Литасов Ю.Д., Шарыгин В.В. Взаимодействие мантийных ксенолитов с глубинными расплавами по данным изучения расплавных включений и интерстиционных стекол в перидотитах из базанитов Витимского вулканического поля // Геология и геофизика, 2003, т. 44 (5), с. 436—443.

Пеков И.В. Ловозерский массив: история исследования, пегматиты, минералы. М., Земля, 2001, 464 с.

Поляков Г.В., Изох А.Э. Научное наследие академика Ю.А. Кузнецова и актуальные проблемы формационного анализа // Геология и геофизика, 2003, т. 44 (12), с. 1235—1244.

Семенов Е.И. Минералогия щелочного массива Илимауссак. М., Наука, 1969, 161 с.

Хаин В.Е. Современная геодинамика: достижения и проблемы. М., Природа, 2002, № 1, с. 51—59.

Brandon A.D., Walker R.J. The debate over core—mantle interaction // Earth Planet. Sci. Lett., 2005, v. 232, p. 211—225.

Brandon A.D., Walker R.J., Puchtel I.S., Becker H., Humayun M., Revillion S. ^{186}Os — ^{187}Os systematics of Gorgona Island komatiites: implication for early growth of the inner core // Earth Planet. Sci. Lett., 2003, v. 206, № 3—4, p. 411—426.

Ebinger C.J., Sleep N.H. Cenozoic magmatism throughout East Africa resulting from impact of a single plume // Nature, 1998, v. 393, p. 788—791.

Eby G.N. Monteregian Hills. Petrography, major and trace element geochemistry, and strontium isotopic chemistry of the eastern intrusions // J. Petrol., 1985, v. 26, № 2, p. 418—449.

Emerick C.M., Duncan R. Age progressive volcanism in the Comores Archipelago, western Indian Ocean and implications for Somali plate tectonics // Earth Planet. Sci. Lett., 1982, v. 60, p. 415—418.

Heaman L.M., Kjarsgaard B.A. Timing of eastern North American kimberlite magmatism continental extension of the Great Meteor hotspot track // Earth Planet. Sci. Lett., 2000, v. 178, p. 253—268.

Hess P.C. Origins of igneous rocks. Harvard University Press, 1989, 336 p.

Kamo S.L., Czamanske G.K., Amelin Y., Fedorenko V.A., Davis D.V., Trofimov V.R. Rapid eruption of Siberian flood-volcanic rocks and evidence for coincidence with Permian-Triassic and mass-extinction at 251 Ma // Earth Planet. Sci. Lett., 2003, v. 214, p. 323—335.

Tiwari V.M., Grevemeyer I., Singh B., Morgan J.P. Variation of effective elastic thickness and melt production along the Deccan-Reunion hotspot track // Earth Planet. Sci. Lett., 2007, v. 264, p. 9—21.

Whitford D.F., Nicholls I.A. A potassium variation in lavas across the Sunda arc, Java and Bali. Volcanism in Australia. Amsterdam, 1976, p. 63—75.

Wooden J.L., Czamanske G.K., Fedorenko V.A., Arndt N.T., Chauvel C., Bouse R.M., King B., Knight R.J., Siems D.F. Isotopic and trace-element constraints on mantle and crystal. Contributions to Siberian continental flood basalts, Noril'sk area, Siberia // Geochim. Cosmochim. Acta, 1993, v. 57, pt. 15, p. 3677—3704.

*Поступила в редакцию 15 апреля 2009 г.,
после доработки — 27 января 2010 г.*