

УДК 552.313:550.4

НОВАЯ ВЕРСИЯ ИНТЕРПРЕТАЦИИ ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКИХ ДАННЫХ
ПЛИОЦЕН-ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ВУЛКАНИТОВ КАМЧАТКИ

А.В. Колосков, Г.И. Аносов

*Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский,
683006, e-mail: koloskov@kcs.iks.ru*

Изотопная (Sr, Nd, Pb) систематика океанических базальтов в рамках конечных мантийных компонентов: DMM, EM I, EM II, и HIMU была детально разработана исследованиями А. Циндлера и С. Харта [8,17] еще в 80-х годах прошлого столетия. Этим компонентам были приписаны определенные индикаторные возможности. DMM- источник

деплетированной мантии под срединно-океаническими хребтами с высокими изотопными отношениями неодима и низкими - стронция и свинца. EM I соответствует обогащенной мантии с низкими $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ отношениями. EM II обозначает обогащенную мантию с высоким отношением $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, повышенным $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ и низким $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$. Существуют представления [14], что компонент EM I образовался вблизи Восточно-Азиатской континентальной окраины вследствие метасоматоза нижней части мантийной литосферы за счет флюидов, поступающих из поддвигаемой океанической плиты. Есть также предположения, что этот компонент может отражать состав части мантийной литосферы, которая отслоилась от мощной континентальной литосферы и была вовлечена в конвективный поток [11]. В отношении компонента EM II распространено мнение [7], что он мог образоваться из субконтинентальной литосферы или астеносферы, обогащенной радиогенными элементами за счет субдукционных процессов. По данным С. Харта [8], в островных дугах, где субдукция осадков и контаминация лав была значительной (Банда, Антиллы), результирующие изотопные значения имели полное сходство с EM II – компонентом океанических осадков. Компонент HIMU характеризуется высокими $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ отношениями, что свидетельствует о накоплении радиогенного изотопа ^{206}Pb при высоком отношении $^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$. По поводу генетической интерпретации этого компонента существуют различные точки зрения: от экстракции ^{204}Pb в кору до «рециклинга» древней измененной континентальной или океанической коры и мантийного метасоматоза [8].

Интерпретация изотопных данных для отдельных регионов обычно проводится на основе моделей смешения конечных компонентов. Однако временные и пространственные тренды изменения изотопных характеристик не всегда укладываются в рамки выделенных конечных членов для океанических базальтов. Они могут отражать смешение конкретных компонентов литосферы и подлитосферной конвектирующей мантии. Это создает необходимость выделения дополнительных самостоятельных конечных членов при интерпретации изотопных данных по вулканическим породам отдельных областей [5].

В островодужных системах изотопная систематика вулканитов прямо или косвенно связывается с субдукционной моделью. Эта модель подразумевает взаимодействие двух основных компонентов: 1 – подвигаемой океанической плиты (океаническая кора и расплавы, образующиеся при ее плавлении, океанические осадки и флюиды, выделяющиеся при дегидратации океанической плиты) и 2 – мантийного клина, состав которого в той или иной степени модернизирован процессами рециклинга или мантийного метасоматоза. Изменение изотопных отношений Sr, Nd и Pb определяется не только петрологическим, но и временным фактором. Однако, считается, что временная шкала субдукционных процессов, связанных с образованием позднекайнозойских островодужных систем, слишком короткая, чтобы внести сколько-нибудь существенные изменения в характер изотопных отношений. Поэтому эти отношения можно использовать для выяснения результирующей картины взаимоотношений различных источников.

Например, для С-В Японии принимается такая модель [13]. Изотопные отношения Sr и Pb значительно уменьшаются, а для Nd возрастают при движении от вулканического фронта к тыловой области и сопоставимы здесь со значениями для мантийного компонента под срединно-океаническими хребтами. Отсюда делается вывод о том, что количество субдукционного компонента, добавляемого в мантийный клин, уменьшается в том же направлении. На диаграммах $\epsilon_{\text{Nd}} - ^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и $^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb} - \epsilon_{\text{Nd}}$ вариации изотопных характеристик обнаруживают различные тренды смешения, которые коррелируются с глубиной до поддвигаемой плиты. Однако, эти особенности невозможно объяснить простой двухкомпонентной моделью смешения материала мантийного клина и субдуцированных океанических осадков. Необходимо добавление (до 80%) измененного компонента типа базальтов срединно-океанических хребтов. Но парциальное плавление поддвигаемой плиты не может обеспечить наблюдаемые варьирующие отношения Pb, Sr и Nd в субдукционном компоненте. Необходимо привлечение также и флюидного источника. Для некоторых островных дуг необходимо участие также компонента, сходного по составу с базальтами океанических островов.

Используя относительно ограниченный материал по изотопии Pb, Sr и Nd в Камчатских базальтах, Б. Керстинг и Р. Аркулус [9] делают заключение о том, что они могли образоваться за счет плавления перидотитового мантийного клина под воздействием флюидов. Причем флюидный компонент, в основном, контролируется процессом дегидратации измененной океанической коры, за счет которого вносится в мантийный источник радиогенный Sr и устанавливаются Pb-изотопные характеристики, сходные с базальтами срединно-океанических хребтов (MORB).

Обширный материал по изотопному составу четвертичных вулканических пород Камчатки Т.Г. Чурикова с соавторами [6] интерпретируют следующим образом. Характер трендов, выделяемых на корреляционной диаграмме $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ - $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, предполагает использовать трехкомпонентную модель образования камчатских вулканитов. Одним компонентом является мантийный источник ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} < 0.7031$ и $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.5131?$), подобный слегка обедненной мантии срединно-океанических хребтов (NMORB). Он осложняется добавкой компонента типа базальтов океанических островов (OIB) в тыловой части дуги. Второй компонент, в сторону которого направлен тренд с возрастающими значениями $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ при неизменных значениях $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, отражает состав флюида, отделяющегося от поддвигаемой плиты. Наконец, третий источник, который характеризуется понижением радиогенности неодима и повышением Sr-вых изотопных отношений, образовался, вероятно, при смешении с обогащенным мантийным компонентом. Только в источнике некоторых лав восточного вулканического фронта предполагается небольшая добавка осадочного материала.

Наконец в одной из последних работ [12] высказано предположение, что исключительно высокая продуктивность вулканизма Центральной Камчатской депрессии, наряду с особенностями редкоэлементного, также как и изотопного состава базальтов, вызвана подъемом и смещением в южном направлении более горячей, обогащенной астеносферной мантии Тихоокеанского региона.

В петрологических моделях островодужного вулканизма так или иначе используются данные, касающиеся поперечной изотопно-геохимической зональности. Действительно, наличие такой зональности, которая коррелируется с глубиной до сейсмофокальной зоны, является серьезным аргументом в пользу постулируемого субдукционного механизма. В одном из последних обобщений [4] показано, что при переходе от фронтальной к тыловой зоне Камчатской островодужной системы происходит не только возрастание калиевой щелочности вулканитов и увеличение содержания коррелятивно связанных с ней компонентов, но уменьшается кремнекислотность пород; независимо от содержания калия в породах, возрастает концентрация Ti и ряда микрокомпонентов (Sr, Nb, Ta), увеличивается La/Yb отношение. Одновременно уменьшается относительное содержание Rb, U, Th, Pb. В той же работе приводится схема распространения плиоцен четвертичных вулканитов Камчатки, имеющих различные Sr-изотопные характеристики. С добавлением более поздних материалов она приведена на рис. 1.

Как видно на этом рисунке, картина пространственного изменения изотопных характеристик для Камчатских вулканитов достаточно сложная. Пониженными значениями Sr-изотопных отношений характеризуются породы фронтальной зоны. Затем эти характеристики возрастают в центральной части региона (за исключением южного сектора), а потом вновь уменьшаются в тыловой области. При этом границы центрального аномального участка косо секут простирание основных вулканических зон полуострова. Очевидно, субдукционный механизм с его неперменной зависимостью признаков от глубины до сейсмофокальной зоны здесь не приемлем.

Для того, чтобы разобраться в полученной картине попробуем рассмотреть диаграммы парных корреляций изотопных компонентов.

Основной корреляционной диаграммой, которую обычно используют при анализе изотопных характеристик вулканитов островных дуг является диаграмма соотношений изотопов Nd и Sr. На рис. 2 представлена подобная диаграмма, на которую сведены все доступные авторам данные по Камчатке и некоторым прилегающим районам.

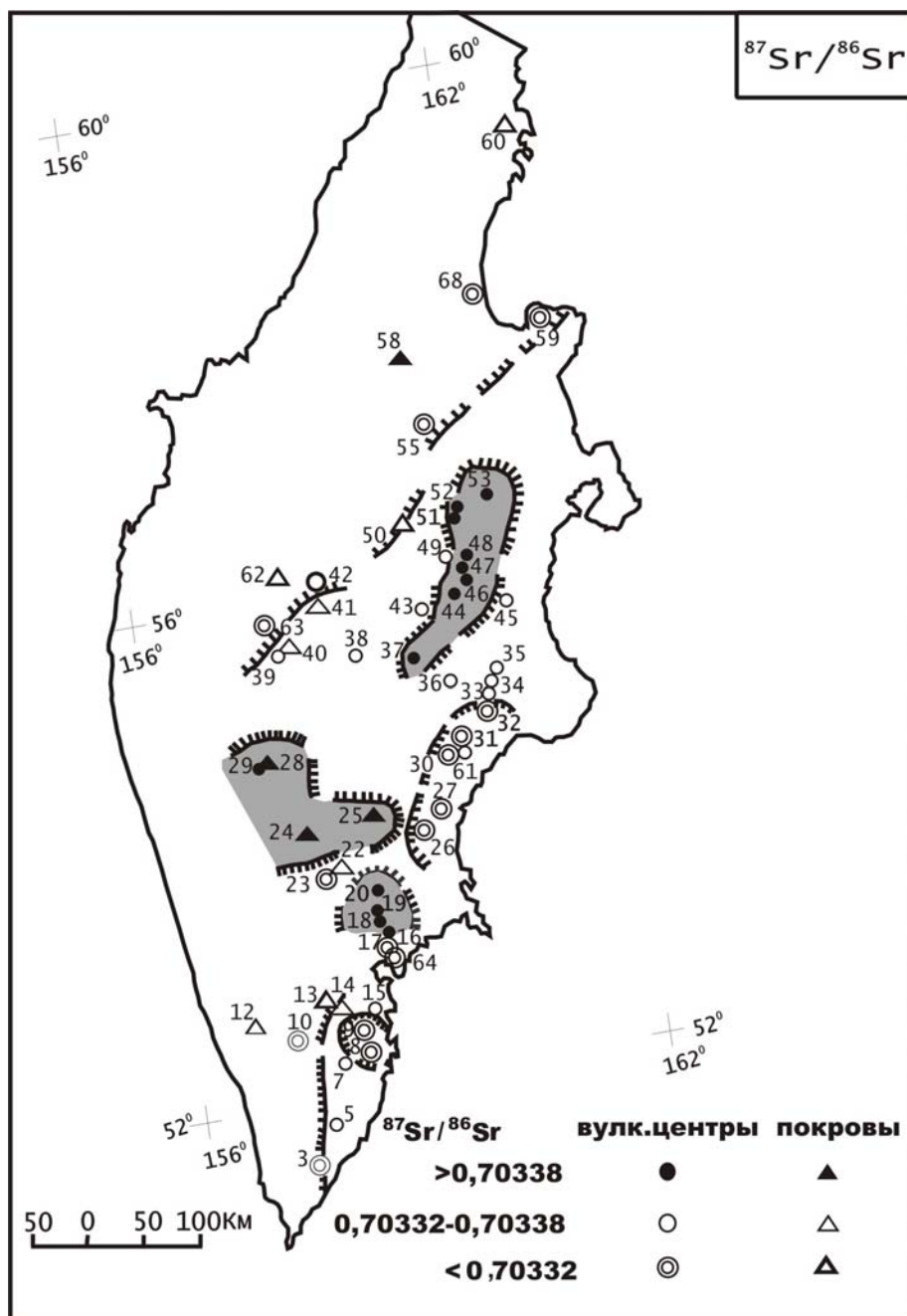


Рис. 1. Схема распространения плиоцен-четвертичных вулканитов Камчатки, имеющих различные Sr-изотопные характеристики. Выделены поля с повышенными значениями отношений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. «Зубчики» на границе отдельных зон направлены в сторону понижения этих отношений. Использованы материалы из работы [4] с добавлениями из работ [3,12]. Цифры - вулканические центры и покровы по [4].

Большинство фигуративных точек дает хорошо выраженный тренд обратной корреляционной зависимости между рассматриваемыми компонентами, который в общих чертах совпадает с так называемой линией мантийной корреляции. При этом в одной стороне этого тренда группируются точки базальтоидов подводного вулкана Пийпа (он располагается на продолжении Алеутской дуги, в области ее сочленения с Камчатской), а также базальтоидов вулканов Хайлюли и Начикинского (на Камчатке, но уже севернее ее возможного сочленения с Алеутской дугой). Все они располагаются в поле Тихоокеанских «MORB» и наиболее приближены к источнику DMM-деплетированной мантии. Противоположную область тренда составляют точки так называемых внутриплитных вулканитов Восточной Камчатки. Однако неясно, какой из конечных источников HIMU, EM I или EM II необходимо выбрать для их интерпретации. Аномальную область на диаграмме составляют вулканиты Центральной Камчатской депрессии и некоторых базальтов

внутриплитного типа (с повышенными содержаниями TiO_2 и других высокозарядных элементов) Срединного хребта Камчатки. Именно такие характеристики объясняются многими учеными [6,9] как следствие влияния флюидной фазы. Однако, существует большая неясность в определении изотопного состава этой фазы и степень ее влияния. Как видно, представленная диаграмма не в состоянии объяснить закономерности той изотопной картины, которую мы наблюдаем на рис. 1. Попробуем диагностировать изотопные характеристики Камчатских вулканитов с позиции развиваемой авторами концепции вихревой геодинамики [1,2]. Напомним, что обсуждаемая в этих публикациях модель «торнадо» является дальнейшим развитием все более входящих в обиход петрологов моделей поднимающихся плюмов или диапиров. Наиболее изученным в отношении изотопной петрологии и «эталонным» в качестве плюм-эффекта является район Гавайских вулканов.

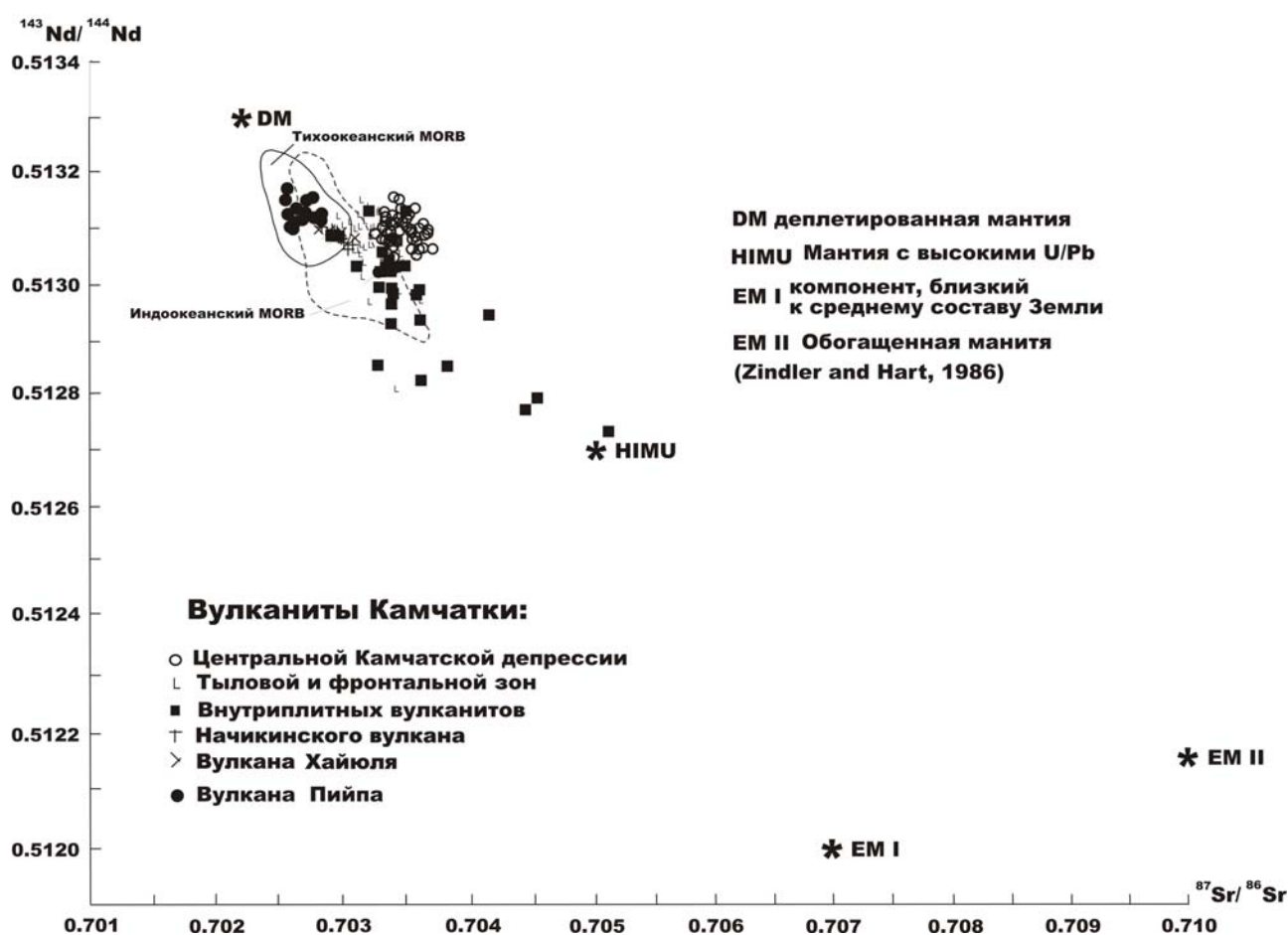


Рис. 2. Диаграмма соотношения изотопов Sr и Nd для плиоцен-четвертичных вулканитов Камчатки и некоторых примыкающих к ней регионов. Кроме источников, упомянутых в работе [4], использованы материалы [3,12,16].

На рис. 3, заимствованном из работы Х.Веста и В.Леемана [15], в координатах $^{87}Sr/^{86}Sr$ - $^{206}Pb/^{204}Pb$ представлены поля и точки наиболее известных гавайских вулканов.

В целом они образуют некий треугольник, так что интерпретировать эти данные проще всего в рамках модели трехкомпонентного смешения: PM (примитивная мантия), EM (обогащенная мантия) и DM (деплетированная мантия), как это делают упомянутые авторы. Кроме того, на диаграмме представлена область Тихоокеанских MORB. Совокупность полей и точек на рисунке дают два тренда. Один тренд («Мауна Лоа») идет вдоль линии смешения PM-EM, образован базальтами щитовой стадии развития и интерпретируется авторами как отражение плюмовых расплавов. Другой тренд («Мауна Кеа») идет вдоль субвертикальной линии смешения, образован, в частности, постщитовыми базальтами вулкана Халеакала и интерпретируется как двухкомпонентное смешение плюмового источника и Тихоокеанских

MORB. По реконструкции Дж.Ласситера и Д.Депаоло [10], вулканы Мауна Лоа, Лоихи и Килауэа располагаются в наибольшей близости от плюмового источника. В то же время как, например, вулкан Мауна Кеа относится к его периферии.

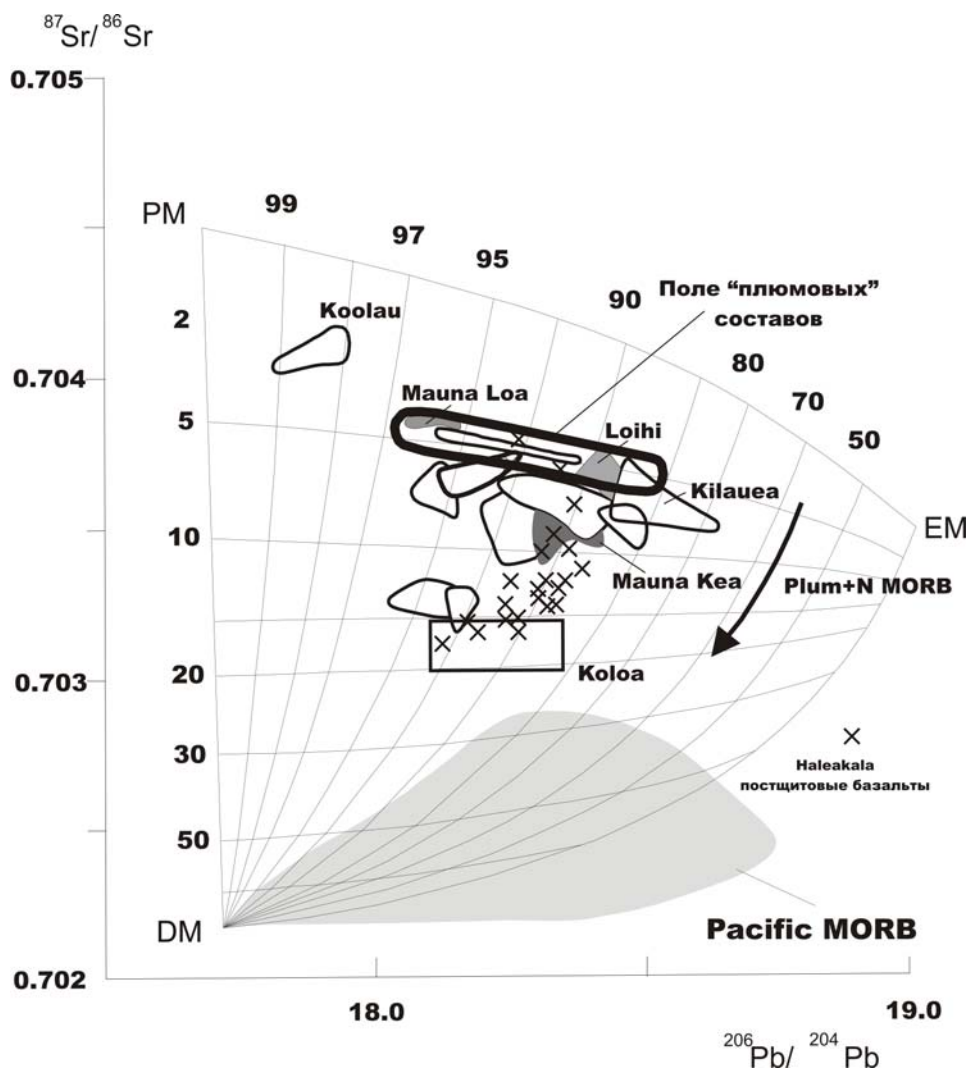


Рис. 3. Трехкомпонентная модель интерпретации изотопных составов Гавайских вулканов по [15].

Посмотрим, как на диаграмме такого типа располагаются точки изотопных составов камчатских вулканитов (рис. 4). Сравнительное рассмотрение камчатских и гавайских материалов показывает большое сходство между ними. Действительно, на рис. 4 четко проявлен «плюмовый» тренд вдоль линии смешения РМ-ЕМ. Он образован точками изотопных составов базальтоидов Ключевской группы вулканов и некоторыми вулканитами Ичинского вулкана с внутриплитными геохимическими характеристиками. Тренд изотопного смешения «плюмового» источника и базальтов типа MORB также хорошо выражен и представлен, в основном, базальтоидами фронтальной зоны. Но здесь есть и одна отличительная особенность - наличие дополнительного тренда, направленного почти перпендикулярно к линии смешения РМ-ЕМ. Образован он преимущественно базальтами Ключевской группы и направлен в сторону конечного компонента ЕМ II (обогащенная мантия). Интересно отметить, что на продолжении этого тренда располагаются точки изотопных составов метаморфических пород Ганальского массива Камчатки (GN87 и GN88). Сходными породами вполне может быть представлена субконтинентальная литосфера в районе Ключевской группы. Таким образом, изотопные характеристики Камчатских вулканитов вполне объясняются предложенной четырехкомпонентной моделью: существованием «плюмового» компонента и переходом к «субокеаническому», в основном, для фронтальной зоны или «субконтинентальному» источнику для базальтоидов тыловой

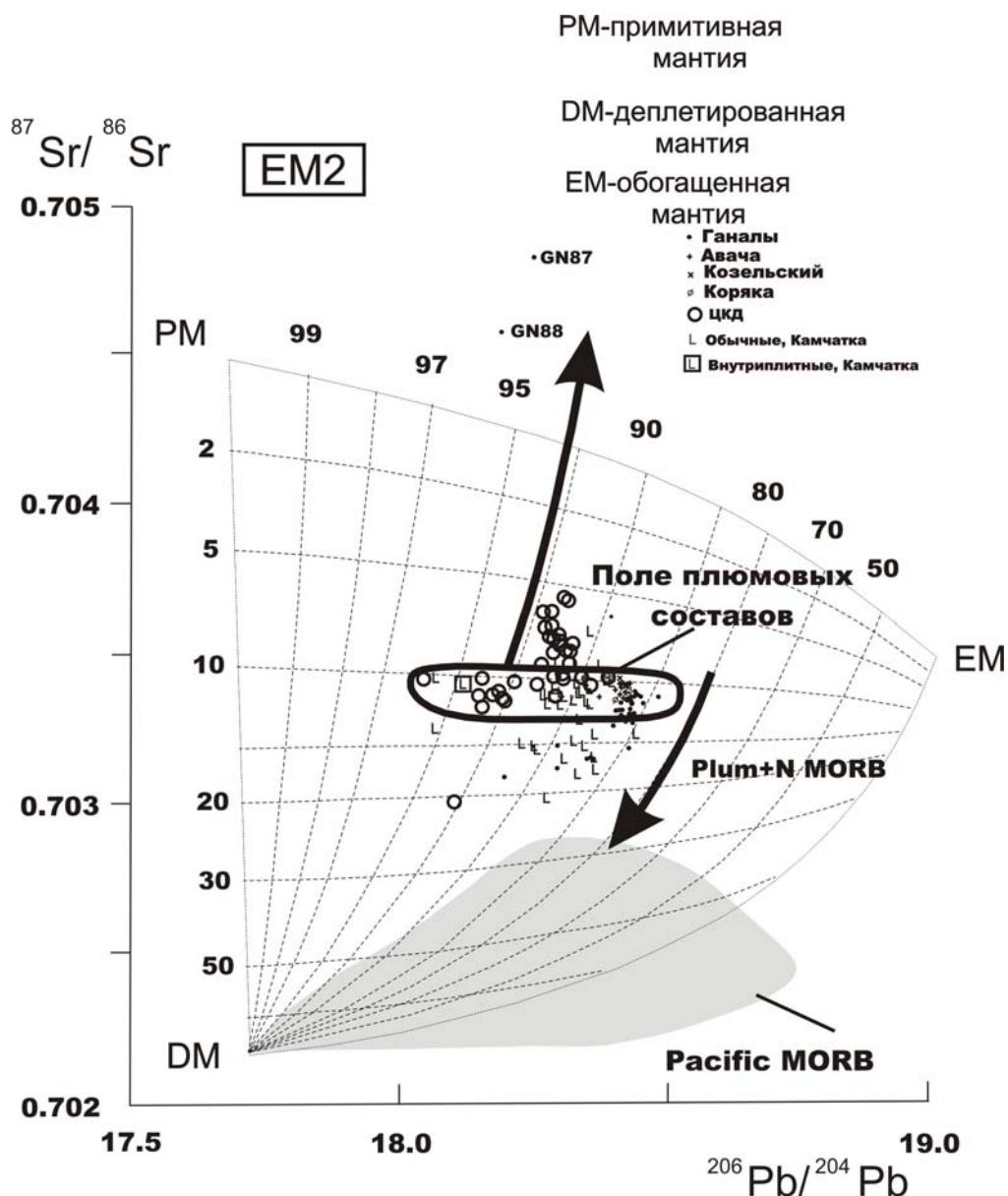


Рис. 4. Модель интерпретации изотопных характеристик Камчатских вулканитов (объяснение в тексте).

области. Предлагаемая модель интерпретации объясняет также наблюдаемую симметрию в характере пространственного расположения точек камчатских вулканитов с различными Sr-изотопными характеристиками (рис. 1). Действительно, как и в случае с гавайскими базальтами [10], породы с повышенной радиогенностью Sr (рис. 1) располагаются в осевой части «Камчатского плюма» или флюидно-магматического торнадо, в соответствии с предложенной авторами настоящей статьи моделью (рис. 5). Фланги вихревой структуры представлены базальтоидами с более низкими Sr-изотопными отношениями. Положением в центре предполагаемого флюидно-магматического потока объясняются и другие особенности вулканитов Центральной Камчатской депрессии: аномальная продуктивность, высокая флюидонасыщенность магматических расплавов, наличие магнезиальных разностей базальтов.

Представленная модель интерпретации изотопно-геохимических данных плиоцен-четвертичных вулканитов Камчатки позволяет высказать некоторые соображения геодинамического плана. По сути дела, островодужными являются только толеитовые и известково-щелочные вулканиты фронтальной зоны, как это показано на рис. 5. Они пространственно четко локализованы и в вещественном плане хорошо сопоставляются с вулканическими породами Курильской островодужной системы. Всю остальную часть полуострова в геодинамическом плане следует относить к континентальной окраине. Здесь



Рис. 5. Схема распространения плиоцен-четвертичных вулканитов Камчатки и контуры предполагаемой вихревой структуры.

Цифрами отмечены вулканы, содержащие ультраосновные включения: 1 - Авачинский, 2 - Корякский, 3 - Жупановский, 4 - Кроноцкий, 5 - Начикинский, 6 - Николка, 7 - группа конусов Большого Трещинного Толбачинского извержения, 8 - Зиминая, 9 - Безымянный, 10 - Ключевской, 11 - Заречный, 12 - Харчинский, 13 - Шивелуч, 14 - плато-базальты в основании вулкана Бакенинг, 15 - силлы и дайки базальтов на р. Степанова, 16 - Ичинский, 17 - конуса и покровы в районе Дола Геологов, 18 - Кетепана, 19 - шлаковый конус в районе р. Валоваям.

проявился преимущественно рифтогенный известково-щелочной субщелочной и щелочной вулканизм. Вулканиты осевой части вихревой структуры с высокими Sr-изотопными отношениями связаны с более глубинным астеносферным (конвектирующая мантия) источником. Породы восточной фронтальной зоны имеют, в основном, субокеаническое литосферное, а тыловой зоны - субконтинентальное литосферное питание.

Список литературы

1. *Аносов Г.И., Колосков А.В., Флеров Г.Б.* Проявление нелинейностей в петрологии и геодинамика магматического процесса Камчатского региона // Геодинамика, магматизм и минерализация континентальных окраин Севера Пацифики. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2003. Т. 2. С. 174-177.
2. *Аносов Г.И., Колосков А.В., Флеров Г.Б.* Особенности проявления ультрамафитов Камчатского региона с позиций вихревой геодинамики // Вихри в геологических процессах. Петропавловск-Камчатский, 2004. С. 129-200.
3. *Иванов Б.В., Голубев В.Н., Ляликова В.А.* Изотопные и РЗЭ доказательства гетерогенности андезитового вулканизма // Геодинамика и вулканизм Курило-Камчатской островодужной системы. Петропавловск-Камчатский, 2001. С. 117-122.
4. *Колосков А.В.* Изотопно-геохимическая неоднородность плиоцен-четвертичных вулканитов Камчатки, геометрия субдукционной зоны, модель флюидно-магматической системы // Вулканология и сейсмология. 2001. № 6. С. 16-42.

5. *Рассказов С.В., Саранина Е.В., Ясныгина Т.А.* Проблемы выделения мантийных и коровых компонентов в вулканических породах континентов по изотопам стронция, неодима и свинца // Тектоника, глубинное строение и геодинамика востока Азии. IV косыгинские чтения. 2003 г. Хабаровск. С. 121-129.
6. *Чурикова Т.Г., Дорендорф Ф., Вернер Г.* Природа геохимической зональности вкост простирания Камчатской островной дуги // Геодинамика и вулканизм Курило-Камчатской островодужной системы. Петропавловск-Камчатский, 2001. С. 173-190.
7. *Flower M. F.J., Zhang M., Chen C-Y, Tu K., Xie G.* Magmatism in the South China Basin 2. Post-spreading Quaternary basalts from Hainan Island, South China // *Chemic. Geology*. 1992. V. 97. P. 65-87.
8. *Hart S.R.* Heterogeneous mantle domains: signatures, genesis and mixing chronologies // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1988. V. 90. № 3. P. 273-296.
9. *Kersting A.B., Arculus R.J.* Pb isotope composition of Kluchevskoy volcano, Kamchatka and North Pacific sediments: Implications for magma genesis and crustal recycling in the Kamchatkan arc // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1995. V. 136. P. 133-148.
10. *Lassiter J., and DePaolo D. J.* Isotopic evolution of Mauna Kea volcano: Results from the initial phase of the Hawaii Scientific Drilling Project // *J. Geoph. Research*. 1996. V. 101. № B5. P. 11769-11780.
11. *McKenzie D., O'Nion R.K.* Mantle reservoirs and ocean island basalts // *Nature*. 1983. V. 301. P. 229-231.
12. *Portnyagin M., Hoernle K., Avdeiko G. et al.* Transition from arc to oceanic magmatism et the Kamchatka-Aleution junction // *Geology*. 2005. V. 33. № 1. P. 25-28.
13. *Shibata T., Nakamura E.* Across-arc variations of isotope and trace element compositions from Quaternary basaltic volcanic rocks in northeastern Japan: Implications for interaction between subducted oceanic slab and mantle wedge // *J. Geoph. Research*. 1997. V. 102. № B4. P. 8051-8064.
14. *Tatsumoto M., Basu A. R., Wankang H. et al.* Sr-Nd-Pb isotopes of ultramafic xenoliths in volcanic rocks of eastern China: enriched components EM I and EM II in subcontinental lithosphere // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1992. V. 113. P. 107-128.
15. *West H.B., and Leeman W.P.* Isotopic evolution of lavas from Haleakala Crater, Hawaii. // *Eart Planet Sci. Lett.* 1987. V. 84. P. 211-225.
16. *Yogodzinski G.M., Volynets O.N., Koloskov A.V. et al.* Magnesian andesites and the subduction component in a strongly calc-alkaline series at Piip volcano, Far Western Aleutians // *J. Petrology*. 1994. V. 35. Part 1. P. 163-204.
17. *Zindler A., Hart S.* Chemical geodynamics. *Annu. Rev // Earth Planet Sci. Lett.* 1986. V. 14. P. 493-571.