

ОСОБЕННОСТИ ПРОЯВЛЕНИЯ ПОЗДНЕКАЙНОЗОЙСКОГО МАГМАТИЗМА НА ВОСТОЧНО-АЗИАТСКОЙ ОКРАИНЕ В РАМКАХ КОНЦЕПЦИИ «ВИХРЕВОЙ ГЕОДИНАМИКИ»

Колосков А.В.

*Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский;
e-mail: kolosav@kscnet.ru*

Существующие модели проявления позднекайнозойского магматизма в рассматриваемом регионе в рамках концепции тектоники литосферных плит вступают во все большее противоречие с имеющимися материалами по структуре геофизических полей и аномалиями теплового потока (Ильичев, Шевалдин, 1986). Поэтому, в последние годы была предпринята попытка привлечь к рассмотрению особенностей строения этой обширной области идеи вихревой геодинамики (Аносов и др., 2004; Колосков, Аносов, 2005, 2006). Эти идеи аккумулировали в себе концепции вихревых структур (Вихри..., 2004), динамику трансформного взаимодействия литосферных плит с внедрением астеносферных диапиров (Ханчук, Иванов, 1999), модели глубинной геодинамики с участием плюмов и диапиров (Добрецов и др., 2001) и геосолитонную парадигму (Бембель и др., 2003).

В настоящей статье приводятся результаты дальнейшей разработки идей вихревой геодинамики на основе изотопных и геохимических материалов по позднекайнозойским вулканитам Восточно-Азиатской окраины.

В качестве трассеров для выделения структур вихревого типа были использованы схемы пространственного расположения вулканических объектов, несущих глубинные включения (Колосков, Аносов, 2005, 2006). Правомочность такого подхода была доказана в результате сопоставления рисовки структур, полученных разными методами. При этом для Восточно-Азиатской окраины в качестве сравнительного материала использовались данные (Дмитриевский и др., 1993), а для западной части Северной Америки – результаты изучения тороидального мантийного потока сейсмическими методами (Zandt, Humphreys, 2008).

Анализ «трассеров» и временной эволюции вулканизма в этих структурах позволил получить картину проявления нескольких вихревых структур на Восточно-Азиатской окраине (рис. 1). Большая их часть (структуры I-го типа) оконтуривают окраинные моря (Берингово, Японское и Южно-Китайское) или глубоководные впадины (Курильская котловина) окраинных морей. По контуру этих структур вулканиты с внутриплитными признаками постепенно сменяются островодужными. Было сделано предположение о том, что образование окраинных морей может быть следствием эволюции структур этого типа (Колосков, Аносов, 2005, 2006). Судя по времени образования упомянутых окраинных морских бассейнов (Flower et al., 1998), формирования этого типа структур происходило позже 35-40 млн. лет.

Часть структур (структуры II-типа) однако выделяются и в пределах континентальной окраины, в районе Камчатского полуострова или на северо-востоке Китая. Скорее всего, они имеют более раннее заложение, так как, например, контуры Япономорской структуры «накладываются» на близлежащую «Китайскую» структуру II-го типа. По данным (Song et al., 1990) образование одного из обширных полей проявления щелочного и толеитового вулканизма в провинции Ханнуоба (северо-восточный Китай) связывается с рифтингом, происходившим около 40 млн. лет назад.

Имеется большое количество работ, в которых обосновывается участие астеносферного источника в процессах магмообразования на рассматриваемой территории. Для Восточного и Юго-Восточного Китая – это модели (Song et al., 1990; Zou et al., 2000 и др.), плюм-пуддинговая модель конвектирующей мантии под С-3 Тайваня

(Chung et al., 1995), модели: (Апт и др., 1998; Portnyagin et al., 2005) для Берингоморского региона; (Tatsumi et al., 2005; Tatsumoto, Nakamura, 1991) для юго-запада Японии, Японского моря и северо-востока Китая; (Flower et al., 1992, 1998; Hoang et al., 1996; Tu et al., 1992) для Южно-Китайского моря и его ближайшего континентального окружения. Анализ этих материалов свидетельствует о том, что в геодинамическом плане выделенные вихревые структуры имеют «астеносферные корни».

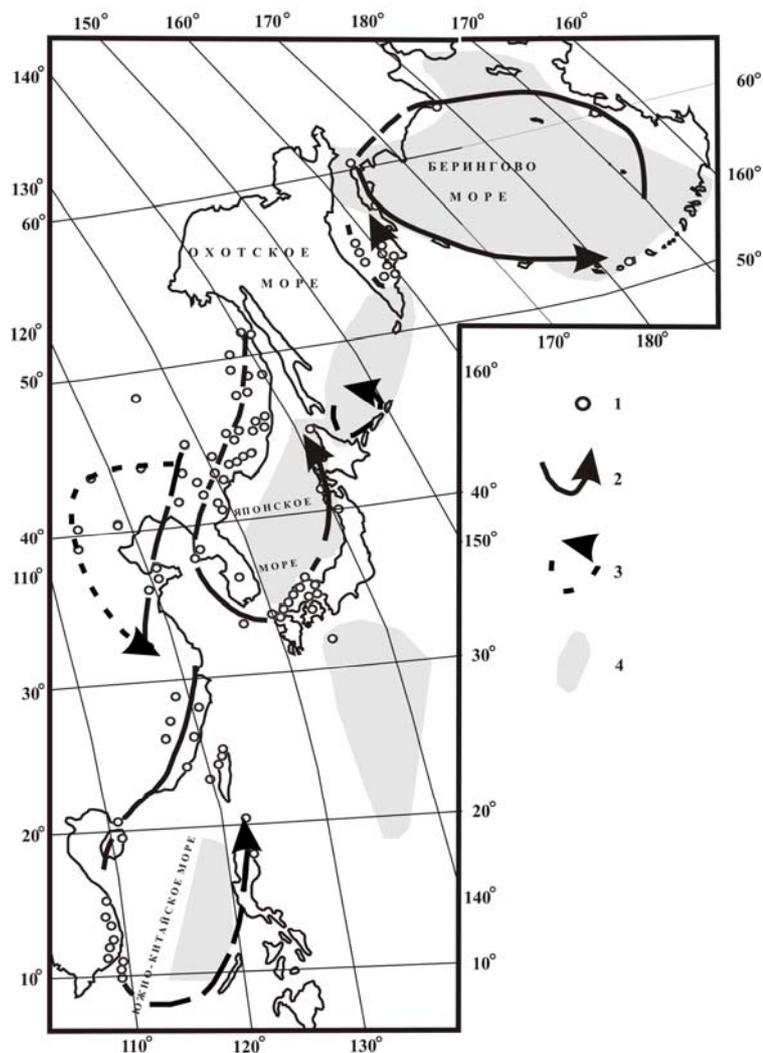


Рис. 1. Позднекайнозойские вулканы, несущие глубинные включения и контуры вихревых структур на Восточно-Азиатской окраине. 1-вулканические объекты с глубинными включениями; 2-3 – контуры вихревых структур I-го (2) и II-го (3) типов; 4 – поля предполагаемого распространения «аномальной» астеносферы с низкими Sr-изотопными отношениями ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} < 0,7033$).

Несмотря на обилие работ, касающихся «астеносферной проблемы», только отдельные авторы пытаются анализировать возможный состав астеносферного источника для отдельных регионов проявления позднекайнозойского вулканизма. (Flower et al., 1992, 1998; West, Leeman, 1987; Zou et al., 2000 и др.). Последуем их примеру.

С использованием моделей (West, Leeman, 1987; Zou et al., 2000) был проанализирован материал по изотопному составу порядка восьмидесяти объектов проявления позднекайнозойского вулканизма на обеих окраинах Тихоокеанского бассейна, а также в некоторых районах её центральной части. С учетом географического положения объектов, материалы по предполагаемому изотопному составу плюм-астеносферных источников представлены на рис. 2.

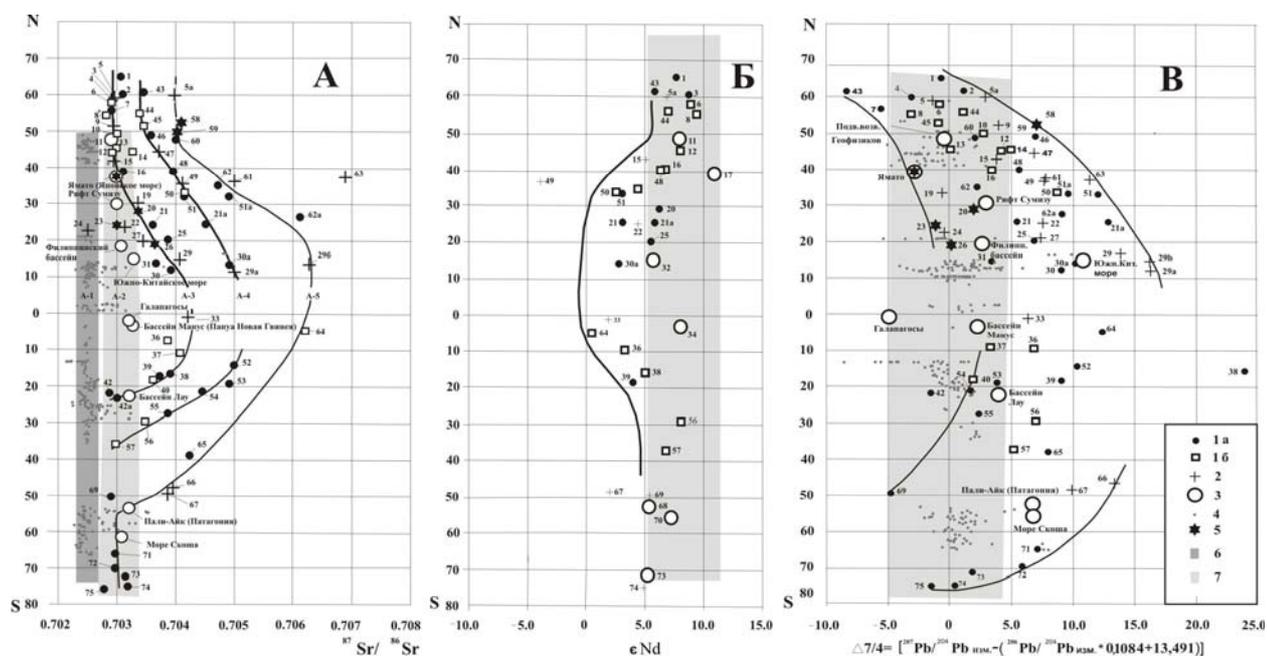


Рис. 2. Диаграмма пространственного расположения точек, предположительно отражающих плюм-астеносферные изотопные характеристики базальтов Тихоокеанского бассейна и его ближайшего окружения. 1 – Западная окраина Пацифики (а-континентальная окраина, б-островодужные системы); 2 – Восточная окраина; 3 – Окраинные бассейны; 4 – Тихоокеанские MORB (валовые составы, стекла); 5 – Эталонные образцы, для которых имеются опубликованные данные изотопного состава астеносферного или плюмового источника); 6–7 поля для Тихоокеанских MORB (6) и окраинных бассейнов (7), А-1 – А-5 – поля и линии усредненных значений плюм-астеносферных характеристик. Использован банк данных по регионам (цифры на графике): 1- Эмеленский массив, Чукотка; 2- Северное Приохотье; 3 – р. Валовая, Корякия; 4 – о. Нунивак; 5 – Северная Канада-1; 5а – Северная Канада-2; 6 – Начикинский вулкан; 7 – о-ва Прибылова; 8 – Вулкан Пийпа; 9 – Британская Колумбия; 10 – Алеуты; 11 – Подводная возв. Геофизиков; 12 – вулкан Богдана Хмельницкого; 13 – вулкан Ришири (Япония); 14 – вулкан Кудрявый, о. Итуруп; 15 – Вашингтон, Каскады; 16 – Северная Япония; 17 – бассейн Ямато, Японское море; 18 –рифт Сумизу; 19 – Сан Карлос, Аризона; 20 – Восточный Китай; 21 – Тайвань-1; 21а – Тайвань-2; 22 – Полуостров Калифорния; 23 – Гавайи (астеносферный источник); 24 – Аларкон (Калифорния); 25 – о. Хайнань; 26 –Гавайи (Лоа-тренд); 27 –Мексика; Филиппинский бассейн (ст. 1201D); 29 – Малые Антилы-1; 29а – Малые Антилы-2; 29б – Малые Антилы-3; 30 – Вьетнам-1 (Фуок Лонг); 30а – Вьетнам-2 (Плейку); 31 – Таиланд; 32 – Южно-Китайское море; 33 – Эквадор; 34 – бассейн Манус (Папуа, Нов. Гвинея); 35 – Галапагосский плюм; 36 –Папуа, Новая Гвинея; 37 – Малайта, Соломоновы о-ва; 38 – Северное Тонга; 39 – Северный Квинсленд, Австралия; 40 – Вити Леву, Фиджи; 41 – бассейн Лау; 42 – о. Мангайа, Полинезия; 42а – Маркизы, Гамбье, Полинезия; 43 – мыс Наварин, Чукотка; 44 – вулканы Ичинский, Толбачик (Камчатка); 45 – о. Атту (Алеуты); 46 – Восточный Сихотэ-Алинь; 47 – Йеллоустонский плюм; 48 – Восточный Китай (Ханнуоба); 49 – Нью Мехико (Тайос, Джемес); 50 – Фукуока, Япония; 51 – Корея-1; 51а – Корея-2; 52 – о. Самоа; 53 – о. Алгутаки, Кук-Австралия; 54 – о. Раротонга, Кук-Австралия; 55 – о. Рапа, Кук-Австралия; 56 – дуга Кермадек; 57 – Новая Зеландия; 58 – Саяны; 59 – Байкальская провинция; 60 – Монголия; 61 – Колорадо; 62 – Тибет-1 (центральный Тибет); 62а – Тибет-2 (провинция Яннан); 63 – Южная Невада; 64 – Биру, Сулавеси; 65 – Западная Виктория, Австралия; 66 – Южная Аргентина; 67 – Патагония-1 (южная часть); 68 – Патагония-2 (бассейн Пали-Айк); 69 – острова Антиподов; 70 – море Скоша; 71 – Сеал Нунатакс, Антарктида; 72 – о. Александра, Антарктида; 73 – море Росса-1, Антарктида; 74 – Хоббс, Антарктида; 75 – Море Росса-2, Антарктида. Данные по Тихоокеанским MORB взяты из работ [White, Hofman, 1982; Hart, 1988; Hofman, 1997] и цитируемой в этих работах литературы.

Как видно на этом рисунке, в отношении изотопных составов вулканитов островных дуг и континентальной окраины наблюдается геоцентрическая зональность, выражающаяся в том, что Sr-изотопные (рис. 2А) и Pb-изотопные (рис. 2В) отношения

имеют максимальные значения в экваториальной части и уменьшаются при движении к полюсам. Обратная картина намечается для отношений изотопов неодима (рис. 2Б). В эту закономерность хорошо «укладываются» данные по «эталонным объектам» (рис. 2А, рис. 2В), для которых имеются результаты подобного анализа, сделанные другими авторами (Рассказов и др. 2002, 2003; West, Leeman, 1987; Zou et al., 2000). Однако на рис. 2 не все точки соответствуют отмеченной закономерности. Значения изотопных составов для базальтов окраинных бассейнов в целом не зависят от их географического положения (хотя по изотопом свинца имеются исключения). Подобной особенностью в отношении изотопов Sr и Pb также характеризуются в целом проявления Тихоокеанских MORB (базальты срединно-океанического хребта). При этом Pb-изотопные характеристики для них в общем тождественны (рис. 2 В), а по изотопии Sr базальты окраинных бассейнов образуют свой диапазон составов с повышенной радиогенностью: $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} \approx 0.7028-0.7033$ (рис. 2А). Как видно на рис. 3, подобные закономерности сохраняются также для некоторых микроэлементных отношений.

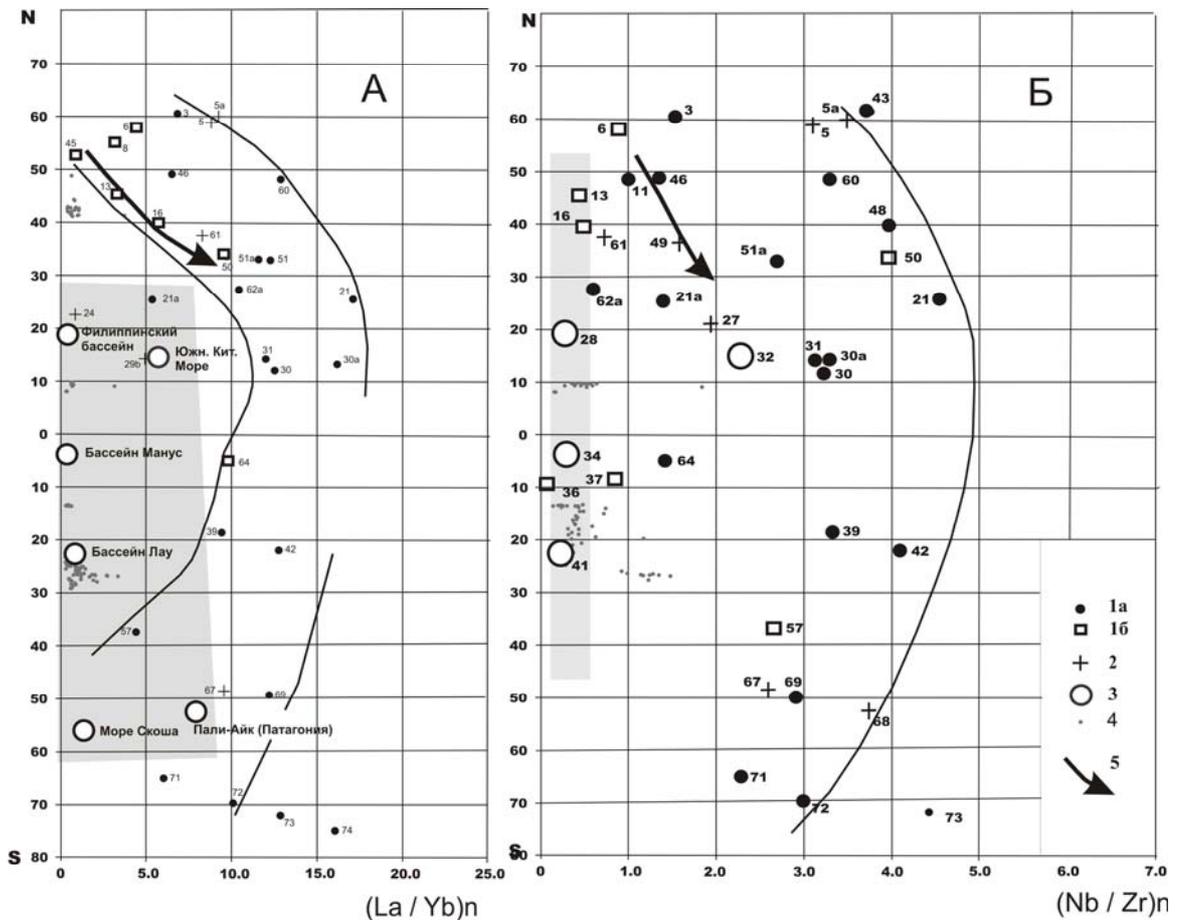


Рис. 3. Диаграмма пространственного расположения точек, предположительно отражающих некоторые плюм-астеносферные характеристики геохимических отношений в базальтах регионов Тихоокеанского бассейна и его ближайшего окружения. 1-4 тоже, что и на рис. 2; 5 – Гавайско-Императорский тренд. Выделено поле преимущественного расположения точек, отвечающих составам окраинных бассейнов и Тихоокеанских MORB. Цифры – тоже, что и на рис. 2.

Более того, нанесенные здесь тренды изменения отношений La/Yb (рис. 3А) и Nb/Zr (рис. 3Б) для предполагаемого плюмового источника базальтов Гавайско-Императорского хребта хорошо вписываются в наблюдаемую зависимость. Все эти данные свидетельствуют о том, что мы имеем дело с некоторой общей закономерностью проявления вулканизма на обширном пространстве Тихоокеанского бассейна, которая может меняться как в пространстве, так и во времени. Какова же её природа? При поиске изотопно-геохимических источников, чей вклад отражается в составе вулканических

пород, существенную информацию можно получить, анализируя состав глубинных (мантийных) ксенолитов (рис. 4).

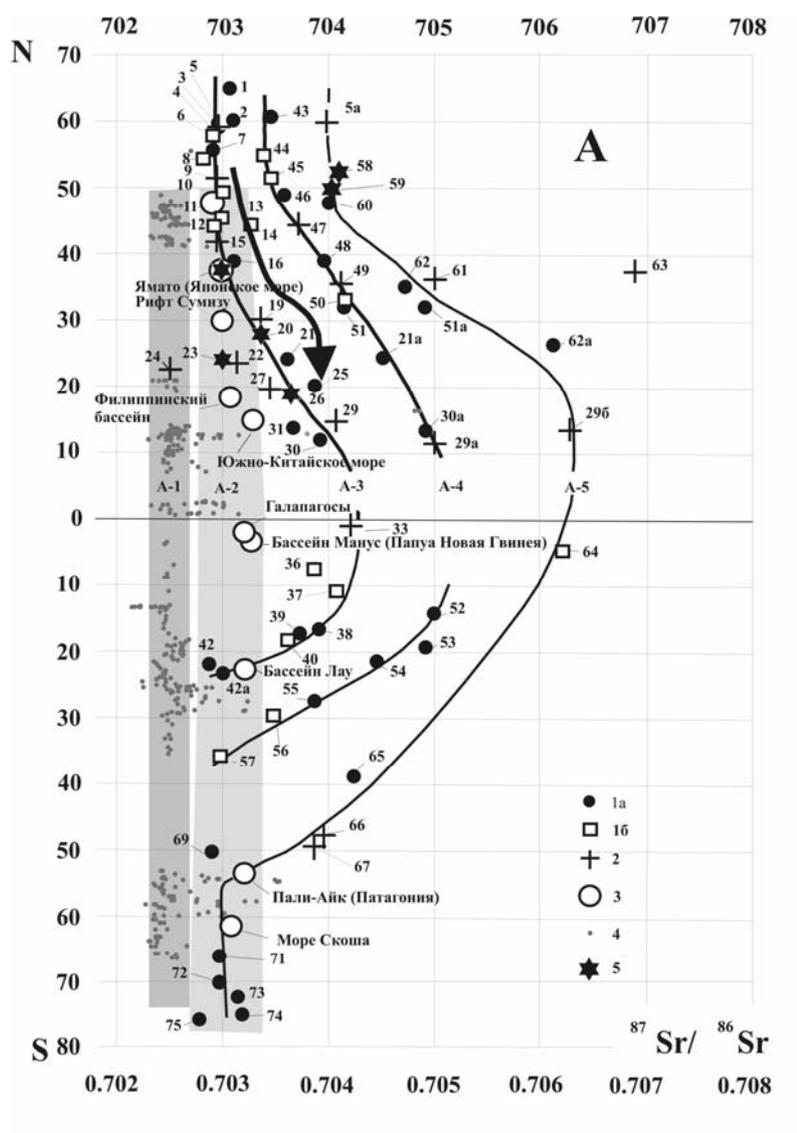


Рис. 4(А). Диаграммы пространственного расположения точек, предположительно отражающих плюм-астеносферные Sr-изотопные характеристики базальтов Тихоокеанского бассейна и его ближайшего окружения. Рис. 4 А. 1-5 – тоже, что и на рис. 2. Стрелкой показан Гавайско-Императорский тренд.

В противоположность той Sr-изотопной геоцентрической зональности, которая хорошо просматривается на рис. 4А, значения отношений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ для ксенолитов и минералов в них (рис.4Б) не зависят от их географического положения. Здесь наблюдаются только отдельные пики, связанные, скорее всего, с различной степенью опробования разных регионов проявления ксенолит-содержащего вулканизма. Но, тем не менее, в составе самих вулканитов, несущих глубинные включения, проявлена эта геоцентрическая зональность. Поэтому, если Sr-изотопные составы ксенолитов являются отражением литосферного фактора, то проявление Sr-изотопной геоцентрической зональности – это уже влияние более глубинного астеносферного фактора. Более того, нанесенный на диаграмму рис. 4А тренд эволюции Sr-изотопного состава гавайско-императорской «горячей точки» также хорошо «вписывается» в общую картину этой зональности (также, как и на диаграммах рис. 3). Следовательно, можно говорить об участии здесь плюм-астеносферного фактора. Вместе с тем, состав астеносферного источника меняется не только в пространстве, но и во времени. Можно наметить три стадии эволюции астеносферы Тихоокеанского региона:

1) гомогенности с узким диапазоном отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ – 0.7023-0.7027 и других изотопных характеристик; возрастом 85-120 млн. лет (Larson, 1991) или 90-200 млн. лет (Голубева, 2004); образование MORB;

2) гетерогенности с диапазоном изменения отношений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} - 0.7030-0.7069$ и варьирующим значением других изотопных составов; возрастом от 85-90 до 35-40 млн. лет; проявление геоцентрической или DUPAL аномалии; «существование» Императорско-Гавайский горячей точки (Regelous et al., 2003);

3) гомогенности с узким диапазоном изменения отношений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} - 0.7028-0.7033$ и других изотопных отношений; возрастом менее 35-40 млн. лет; формирование большинства окраинных бассейнов.

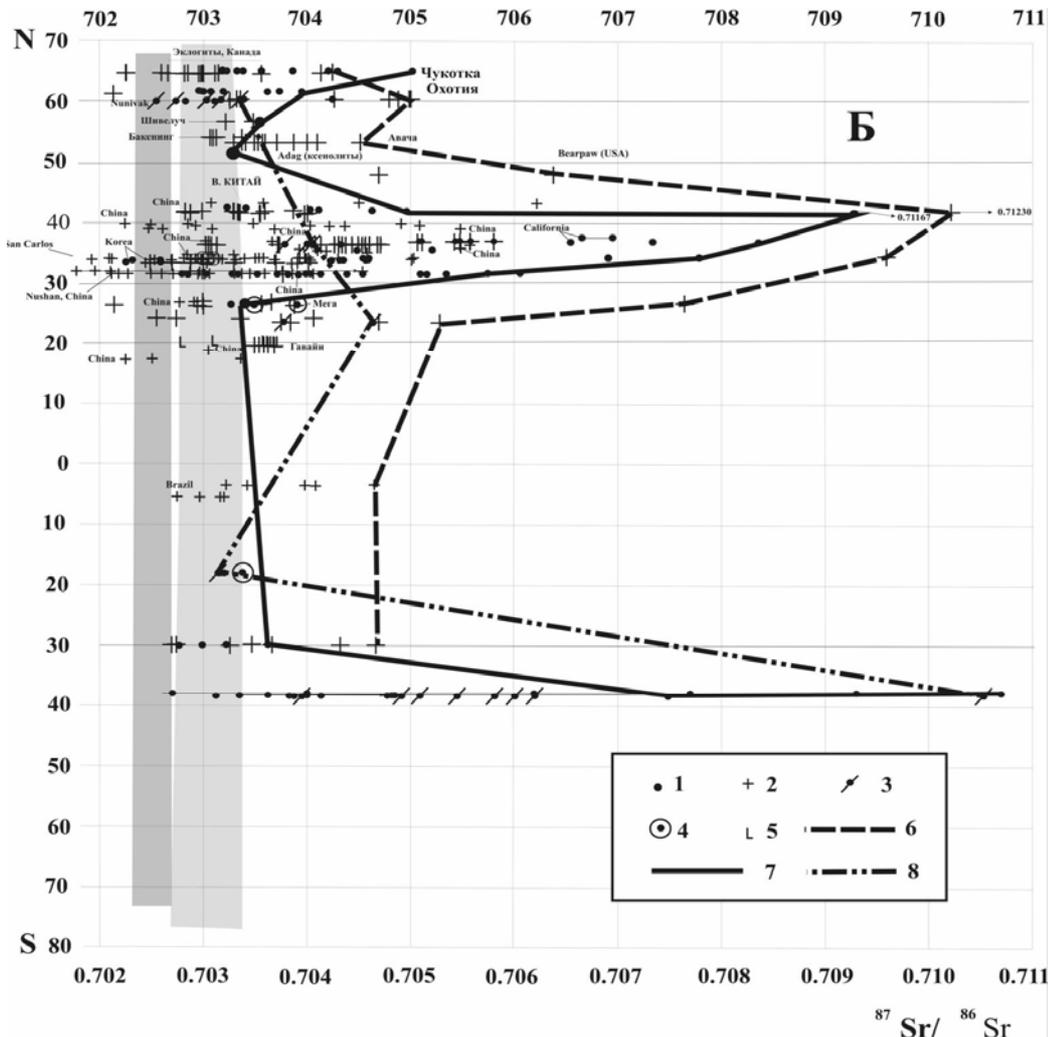


Рис. 4(Б). Диаграмма глубинных ксенолитов (и ми-нералов в них) в базальто-идах (Б).

Рис. 4 Б. 1-5 - Sr-изотопные характеристики: 1 – в валовом составе ксенолитов Sr-перцолитов, пироксени-тов, 2 – в клинопироксенах. 3 – в амфиболах, 4 – в валовом составе ксенолитов с гранатом, 5 – в габброидах, 6-8 линии максимальных значений для клинопироксенов (6), валового состава ксенолитов (7), амфиболов (8). Выделенные поля – тоже, что и 6-7 на рис. 2.

Таким образом, появление большинства вихревых структур (структуры I-го типа), также как и возникновение большей части окраинных бассейнов, связано с последним этапом эволюции астеносферы в рассматриваемом регионе.

Обратимся теперь снова к рис. 1, где с использованием индикаторных точек, для которых проводилось изотопное моделирование, выделены поля «молодой» менее радиогенной астеносферы, которая замещает «старую» более радиогенную астеносферу. Как видно на этом рисунке, участки развития «молодой астеносферы» приурочены в основном к «вихревым структурам» I-го типа. Однако в некоторых местах «новая астеносфера» является источником проявления вулканизма в сопряженных областях: в первую очередь это относится к Северо-Камчатскому региону и к большей части

Курильской островной дуги. Свидетельства участия астеносферной мантии недавно активного Командорского бассейна под северной частью Центрально–Камчатской депрессии приводятся в работе (Portnyagin et al., 2005), а проявление новой, менее радиогенной астеносферы является причиной известной изотопной зональности на Курилах (Колосков, 2008).

В последние годы окраинные бассейны привлекают особый интерес геологов, связанный с перспективами их нефтегазоносности (Арешев, 2003; Тектоническое районирование..., 2006). Данные по распространению нефтегазовых проявлений на азиатской окраине (рис. 5) свидетельствуют о том, что большинство наиболее крупных месторождений углеводородного сырья локализуется в периферийных частях окраинных бассейнов.

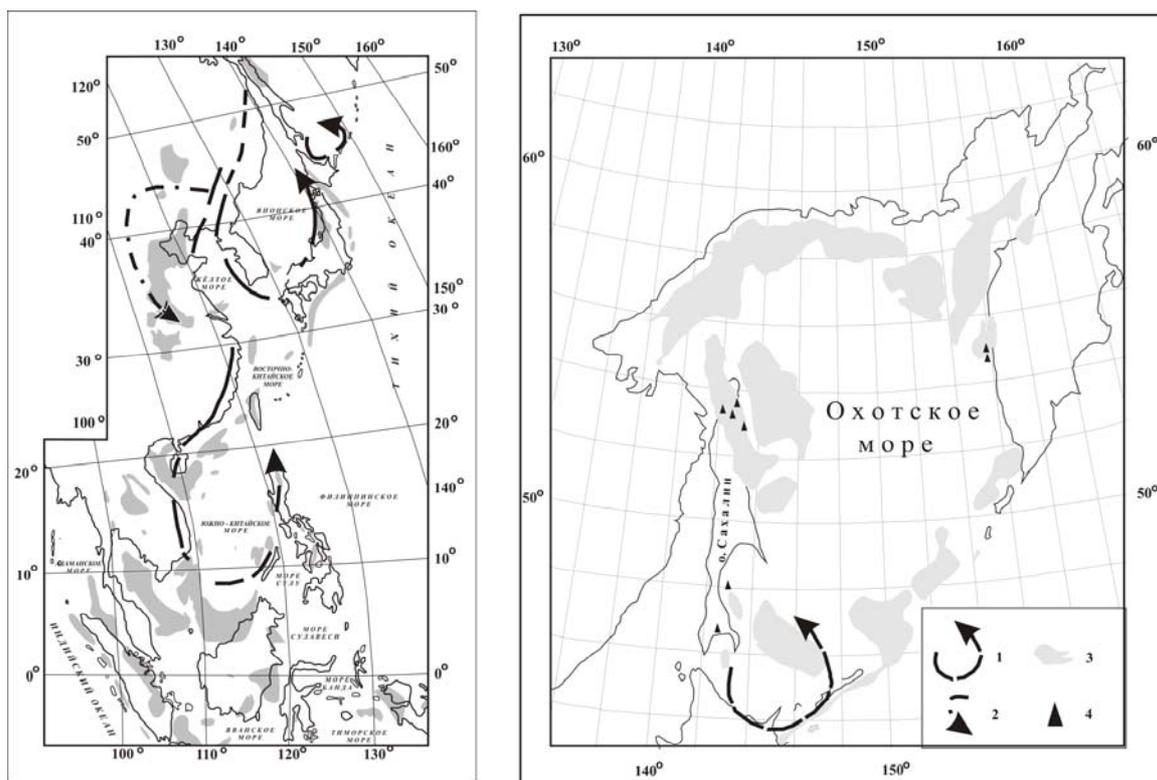


Рис. 5. Вихревые структуры и контуры перспективных нефтегазоносных бассейнов на территории Восточно-Азиатской окраины. А – по материалам (Арешев, 2003), Б – по материалам («Тектоническое районирование...», 2006). 1-2 контуры вихревых структур I-го (1) и II-го (2) типов, 3 – перспективные нефтегазоносные бассейны, 4 – скважины.

Отсюда можно сделать предположение о том, что именно краевые части крупных вихревых структур или аномалий с участием плюмового источника наиболее благоприятны для образования нефтегазовых проявлений. В этой связи можно отметить появление ряда работ (Бембель и др., 2003; Смекалов, 2006), в которых обсуждаются вопросы тесной связи нефтегазовых проявлений с глубинным строением Земли и глобальными процессами геодинамики.

Основные выводы

1. Характер проявления магматизма в зоне перехода океан-континент во многом определяется особенностями эволюции вихревых тектоно-магматических структур.
2. Вариации Sr-изотопного состава вулканитов Восточно-Азиатской окраины в основе своей имеют плюм-астеносферную природу, в чем отражается характер пространственно-временной эволюции этой геосферы Земли.
3. В рассматриваемой переходной зоне астеносфера имеет мозаичное строение, состав её может меняться как в пространстве, так и во времени.

Список литературы

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.

Ант Ю.Е., Акинин В.В., Райт Дж. Е. Изотопы Sr, Nd, и Pb в неогеновых меланефелинитах и в глубинных ксенолитах на Северо-Востоке России // Геохимия. 1998. № 1. С. 28-37.

Арешев Е.Г. Нефтегазоносность окраинных морей Дальнего Востока и Юго-Восточной Азии. Москва: Зарубежнефть, 2003. 323 с.

Бембель Р.М., Мегеря В.М., Бембель С.Р. Геосолитоны: флукиональная система Земли, концепция разведки и разработки месторождений углеводородов. Тюмень: И-во «Вектор бук», 2003. 308 с.

Вихри в геологических процессах. Ред. А.В. Викулин. Петропавловск-Камчатский, 2004. 296 с.

Голубева Э.Д. Геохимия и петрология толеитовых базальтов провинций Тихого океана: Дисс.... докт. геол.-мин. наук. Владивосток, 2004. 217 С.

Дмитриевский А.Н., Володин И.А., Шипов Г.И. Энергоструктура Земли и геотектоника. М.: Наука, 1993. 154 с.

Добрецов Н.Л., Кирдяшкин А.Г., Кирдяшкин А.А. Глубинная геодинамика. 2-е изд. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2001. 409 с.

Ильичев В.И., Шевалдин Ю.В. О природе Западно-Тихоокеанской переходной зоны // Докл. АН СССР. 1986. Т. 290. № 3. С. 570-573.

Колосков А.В., Аносов Г.И. Особенности геологического строения и позднекайнозойский вулканизм Восточно-азиатской окраины в рамках концепции вихревой геодинамики. Фундаментальные исследования океанов и морей / Гл. ред. Н.П. Лаверов. Москва, 2006. Наука. Кн. 1. С. 278-291.

Колосков А.В., Аносов Г.И. Некоторые аспекты геологического строения и особенности проявления вулканизма на активных окраинах Тихого океана, как следствие концепции мантийной вихревой геодинамики. Проблемы источников глубинного магматизма и плюмы. Ред. Н.В. Владыкин. Иркутск-Петропавловск-Камчатский, 2005. С. 272-288.

Колосков А.В. Sr-изотопная аномалия на Курилах - возможные пути объяснения. Материалы конференции, посвященной дню вулканолога. Петропавловск-Камчатский, 2008. С. 146-153.

Рассказов С.В., Саранина Е.В., Демонтерева Е.И. и др. Мантийные компоненты позднекайнозойских вулканических пород Восточного Саяна (по изотопам Pb, Sr, и Nd) // Геология и геофизика. 2002. Т. 43. № 12. С. 1065-1079.

Рассказов С.В., Саранина Е.В., Ясныгина Т.А. Проблема выделения мантийных и коровых компонентов в вулканических породах континентов по изотопам стронция, неодима и свинца. Тектоника, глубинное строение и геодинамика востока Азии. IV-е Косыгинские чтения. Хабаровск, 2003. С. 121-129.

Смекалов А. С. Структурирование верхней мантии в полях сейсмотомаграфических характеристик в связи с глобальным распределением наиболее богатых нефтегазоносных бассейнов // Изв. Рус. геогр. о-ва. 2006. Т. 138. № 1. С. 43-51.

Тектоническое районирование и углеводородный потенциал Охотского моря / Отв. Редактор К.Ф. Сергеев). М.: Наука, 2006. 126 с.

Ханчук А.И., Иванов В.В. Мезо-кайнозойские геодинамические обстановки и золотое оруденение Дальнего Востока России // Геология геофизика. 1999. Т. 40. С. 1635-1645.

Chung S-L., Jahn B-M., Chen S-J. et al. Miocene basalts in northwestern Taiwan: Evidence for EM-type mantle sources in the continental lithosphere // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 1995. V. 59. №. 3. P. 549-555.

Flower M.F.J., Tamaki K., Hoang N. Mantle extrusion: a model for dispersed volcanism and Dupal-like asthenosphere in East Asia and the West Pacific / In: Flower M.F.J., Chung, S.-L., Lo, C.-H., Lee, T.-Y. (Eds.), *Mantle Dynamics and Plate Interactions in East Asia.* American Geophysical Union, Geodynamics. Series 1998. №. 27. P. 67-88.

Flower M.F.J., Zhang M., Chen C.-Y. et al. Magmatism in the South China Basin. 2. Post-spreading Quaternary basalts from Hainan Island, south China // *Chem. Geology.* 1992. V. 97. P. 65-87.

Hart S. R. Heterogeneous mantle domains: signatures, genesis and mixing chronologies // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1988. V. 90. P. 273-297.

Hoang N., Flower M.F.J., Carlson R.W. Major, trace element, and isotopic compositions of Vietnamese basalts: interaction of hydrous EMI-rich asthenosphere with thinned Eurasian lithosphere // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 1996. V. 60. P. 4329-4351.

Hofmann A.W. Mantle geochemistry: the message from oceanic volcanism // *Nature.* 1997. V. 385. P. 219-228.

Larson. Latest pulse of Earth: Evidence for a mid-Cretaceous superplume // *Geology.* 1991. V. 19. P. 547-550.

Portnyagin M., Hoernle K., Avdeiko G. et al. Transition from arc to oceanic magmatism at the Kamchatka-Aleutian junction // *Geology.* 2005. V. 33. № 1. P. 25-28.

Regelous M., Hofmann A.W., Abouchami W., Galer S.J.G. Geochemistry of Lavas from the Emperor Seamounts, and the Geochemical Evolution of Hawaiian Magmatism from 85 to 42 Ma // *J. Petrol.* 2003. V. 44 (1). P. 113-140.

Song Y., Frey F.A., Zhi X. Isotopic characteristics of Hannuoba basalts, eastern China: implications for their petrogenesis and the composition of subcontinental mantle // *Chem. Geol.* 1990. V. 85. P. 35-52.

Tatsumi Y., Shukuno H., Yoshikawa M. et al. The Petrology and Geochemistry of Volcanic Rocks on Jeju Island: Plume Magmatism along the Asian Continental Margin // *J. Petrol.* 2005. V. 46. № 3. P. 523-553.

Tatsumoto M., Nakamura Y. DUPAL anomaly in the Sea of Japan: Pb, Nd, and Sr isotopic variations at the eastern Eurasian continental margin // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 1991. V. 55. P. 3697-3708.

Tu K., Flower M.F.J., Carlson R.W., Xie G.H. et al. Magmatism in the South China Basin: I, Isotopic and trace element evidence for an endogenous Dupal mantle component // *Chem. Geol.* 1992. V. 97. P. 47-63.

West H.B., Leeman W.P. Isotopic evolution of lavas from Haleakala Crater, Hawaii // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1987. V. 84. P. 211-225.

White W.M., Hofmann A.W. Sr and Nd isotope geochemistry of oceanic basalts and mantle evolution // *Nature.* 1982. V. 296. P. 821-825.

Zandt G., Humphreys E. Toroidal mantle flow through the western U.S. slab window // *Geology.* 2008. V. 36. № 4. P. 295-298.

Zou H., Zindler A., Xu X. et al. Major, trace element, and Nd, Sr, and Pb isotope studies of Cenozoic basalts in SE China: mantle sources, regional variations, and tectonic significance // *Chem. Geol.* 2000. V. 171. P. 33-47.