

МАНТИЙНЫЕ ИСТОЧНИКИ КАЙНОЗОЙСКИХ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ПОРОД ВОСТОЧНОЙ АЗИИ: ПРОИЗВОДНЫЕ СЛЭБОВ, ПОДЛИТОСФЕРНОЙ КОНВЕКЦИИ И ЛИТОСФЕРЫ

С.В. Рассказов^{1,2}, Т.А. Ясныгина¹, И.С. Чувашова^{1,2}

¹ФГБУН Институт земной коры СО РАН, Лермонтова 128, г. Иркутск, 664033; e-mail: rassk@crust.irk.ru

²ФГБОУВПО Иркутский государственный университет, Ленина 3, г. Иркутск, 664003;
e-mail: chuvashova@crust.irk.ru

Поступила в редакцию 6 февраля 2012 г.

Выполнен пространственно-временной анализ соотношений микроэлементов и изотопного состава Sr в вулканических породах среднего-позднего кайнозоя континентальной окраины Восточной Азии. Охарактеризована гетерогенность подлитосферной мантии с выделением активных источников надслэбовых частей мантии, Южного и Северного подлитосферных конвектирующих субдоменов Забайкальского низкоскоростного домена глубинного уровня 410–200 км. Поступление изотопного материала конвектирующих субдоменов сменялось в пространстве и времени поступлением их смешанных составов. Сильно изотопно-обедненный материал поступал из областей мантии над слэбами Кула–Изагаги и Тихоокеанским ~43.5, 23–17 и < 15 млн лет назад, умеренно изотопнообедненный из Северного и Южного конвектирующих субдоменов – ~37, 31–23, ~16 млн лет назад и 19–12 млн лет назад, соответственно. Подобный конвектирующий, но менее глубинный изотопнообогащенный материал был представлен в смесях с материалом Южного конвектирующего субдомена в дуге Северо-Восточной Японии в интервале 30–9 млн лет назад, а в центральной части провинции Хэйлунцзян Северо-Восточного Китая – в смесях с изотопнообогащенным материалом литосферы < 9.6 млн лет назад. Литосферные выплавки изливались на рубежах резких изменений в динамике подлитосферных конвектирующих субдоменов.

Ключевые слова: кайнозой, базальты, микроэлементы, изотопы Sr, Восточная Азия.

ВВЕДЕНИЕ

На симпозиуме 1965 г. в Оттаве А.Е. Рингвуд заметил, что «глубина, на которой образуется магма, это по существу глубина, на которой огромная масса жидкого расплавленного вещества отделяется от кристаллов». Обсуждая далее вероятную роль в магмогенерации сейсмофокальной зоны, он сказал: «...я не думаю, что эта глубина непосредственно связана с очагами землетрясений... очаги землетрясений указывают на область нестабильности в мантии, т.е. на место, откуда большая масса, напоминающая соляной купол в мантии, начинает перемещаться вверх, где адиабатический градиент значительно меньше градиента точки плавления. Это означает, что на каком-то более высоком уровне над очагами землетрясений в мантии начинается фракционное плавление этой массы» [20, с. 269]. Из этого высказывания следует, что материал выплавок может поступать из области нестабильности над слэбом, порождающей градиент плотности с возникновением конвекции в вышележащей мантии.

При изучении состава излившихся расплавов определяются изотопные отношения Sr, Nd, Pb и концентрации петрогенных и малых элементов. Если изотопные отношения являются характеристикой субстрата в источнике и несут информацию о степени его обеднения–обогащения радиогенными изотопами, накопленными за все время его существования, то концентрации элементов зависят от равновесия кристалл–расплав и служат показателем конечной стадии отделения жидкости в процессе подъема смешанного расплавно-кристаллического материала. Задача изотопно-геохимических исследований расплавов, излившихся в надсубдукционной магматической дуге, заключается в выработке подходов к типизации компонентов из надслэбовой части мантии и из области мантийного клина (континентальной окраины), претерпевшей гомогенизацию в результате конвективных турбулентных движений. Материал современного субдуцированного океанического слэба должен характеризоваться сильно изотопнообедненным составом,

близким к составу базальтов срединных океанических хребтов (MORB), хотя может иметь место и некоторое смещение изотопных отношений из-за присутствия в субдупцированном материале компонентов осадочных отложений. Компоненты вышележащей мантии континентальной окраины в общем более обогащены радиогенными изотопами, накопившимися за время ее существования.

Нестабильность, порождающая мантийную конвекцию и магматизм, проявляется не только в зонах субдукции океанических слэбов, но и в мантии внутренних частей континента. Из пространственно-временного анализа вариаций состава континентальных базальтов следует интерпретация их компонентного состава, учитывающая особенности глубинного строения и геохимической эволюции континентальной мантии. В лавах конкретных территорий выявляется общий подлитосферный (астеносферный) компонент, в качестве которого рассматривается состав, располагающийся в центре пересечений разнонаправленных вариационных трендов на диаграммах изотопных отношений Nd, Sr и Pb и $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 - 1000/\text{Sr}$. Иногда вводятся дополнительные координаты других изотопных отношений. При расшифровке компонентного состава континентальных базальтов важно определить соотношение вклада изотопно-гомогенной конвектирующей астеносферы и вовлеченной в плавление литосферы. В сущности, ее плавление с утонением при растяжении отвечает понятию рифтогенеза. Проплавление нижних частей литосферы сопровождается образованием низкоскоростных линз. В лавах, излившихся в начале рифтогенеза (до образования низкоскоростных линз), идентифицируется сравнительно глубокий подлитосферный мантийный материал, а в лавах зрелых стадий рифтогенеза преобладают литосферные мантийные компоненты [8].

По данным сейсмической томографии, зоны утонения под континентальными рифтовыми системами пространственно связаны с обширными подлитосферными низкоскоростными мантийными областями с поперечником в тысячу и более километров, выраженными на глубинах верхней мантии 50–200 км, прослеживающимися до границы переходной зоны 410 км, а иногда до границы ядро–мантия [25, 47 и др.]. Относительное снижение скоростей сейсмических волн указывает на наличие разуплотненного материала, потенциально способного к конвекции и образованию магматических расплавов. Конвекция имела место в геологическом прошлом, но может продолжаться и в настоящее время. Подлитосферные низкоскоростные области (домены) имеют конечные размеры, а их активность определяется по ареалам распространения кайнозойского мантийного вулканизма [9]. С позиций

магматической эволюции, исследование процессов наиболее выразительного термального утонения литосферы при рифтогенезе должно сводиться, таким образом, к идентификации в излившихся расплавах компонентов подлитосферной мантии и утоненной части литосферы с определением соотношений этих компонентов во времени и пространстве. О литосферном происхождении компонентов расплавов свидетельствует совпадение латерального изменения их состава с границами геоблоков (террейнов), имеющих разную геологическую историю [13, 37].

Восточная Азия от Байкала до Северной Кореи в геодинамическом отношении рассматривалась японскими геологами и геофизиками как единая область астеносферного апвеллинга, развивающегося в «большом мантийном клине» над стагнирующим слэбом [36, 54, 61, 62]. Для интерпретации состава магм привлекаются компоненты базальтов океанических островов (OIB), в том числе, гипотетический компонент FOZO (Focal Zone), относящийся к нижней мантии или вышележащей переходной зоне [42].

Между тем, мантия разных регионов Азии неоднородна. К примеру, стагнирующий слэб занимает только восточную половину области мантийного апвеллинга Азии, обозначенной Й. Татсуми и др. [54], а в западную половину этой области стагнирующий слэб не распространяется [27, 46]. Латеральная смена структуры мантии, выявляемая в сейсмографических моделях, предполагает пространственные изменения глубинной динамики, основу изучения которой составляют изотопные и микроэлементные данные о пространственно-временных вариациях компонентного состава излившихся мантийных расплавов.

По трендам лав районов Азии выделялись различные общие подлитосферные компоненты, смешивавшиеся с компонентами литосферы или с компонентами слэбов и надслэбовых областей. В Прибайкалье и Восточном Китае обозначены общие компоненты изотопно-обедненного состава (по сравнению с составом недифференцированной мантии), а в Центральной Монголии и в центральной части провинции Хэйлуцзян Северо-Восточного Китая – изотопно-обогащенного [8, 12, 13, 23, 24, 64]. При исследовании вулканических пород провинции Хэйлуцзян нами выявлены контрастные изотопно-геохимические характеристики источников. В материале подошвы литосферы установлено изотопное равновесие с материалом подлитосферной конвектирующей мантии, поэтому начальный момент ее проплавления не выражен в изменении изотопных отношений производных магматических расплавов, хотя частичные выплавки из литосферы заметно отличаются от астеносферных по составу микроэлементов. Сходящиеся в одной точ-

ке изотопные тренды смешения литосферного и подлитосферного материала образовались вследствие вовлечения в плавление слоев литосферы, отличающихся по изотопному составу от астеносферы [12, 24].

В статье [17] в лавах побережья Татарского пролива обозначены три подлитосферных источника: I – сильно изотопно-обедненный, надслэбовый, $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 = 0.7034$, II – умеренно изотопно-обедненный северной части Татарского пролива, $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 = 0.7038$, и III – слегка изотопно-обедненный его южной части, $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 = 0.7042$. Латеральная смена источника II источником III пространственно соответствует области структурной перемычки между Южно-Татарским и Северо-Татарским бассейнами (рис. 1).

В настоящей работе рассматриваются пространственно-временные закономерности магматизма в масштабе Восточной Азии с акцентом на соотношения выплавов, производных: 1) изотопно-обедненных источников II и III конвектирующей мантии, а также подобного источника IV с изотопно-обогащенным составом, выделенного в центральной части провинции Хэйлунцзян, 2) сильно изотопно-обедненных источников I из областей мантии над слэбами Кула–Изагаги и Тихоокеанского и 3) гетерогенных источников литосферной мантии.

ОТРАЖЕНИЕ МАНТИЙНОЙ КОНВЕКЦИИ В АНОМАЛИЯХ СКОРОСТЕЙ СЕЙСМИЧЕСКИХ ВОЛН И КОМПОНЕНТНОМ СОСТАВЕ ЛАВ

Под Азией находится обширный Забайкальский низкоскоростной домен, протягивающийся в модели S-волн [58] от Японских островов на востоке до оз. Байкал на западе над переходной зоной мантии с верхней границей на глубине около 200 км. Восточная часть домена подстилается высокоскоростным стагнирующим слэбом переходной зоны мантии и представлена тремя ветвями низкоскоростных аномалий северо-западного простирания, разделенных Хоккайдо-Амурской и Хонсю-Хинганской высокоскоростными перемычками. Хоккайдо-Амурская перемычка пространственно соответствует осевой части одноименной флексуры активного Тихоокеанского слэба. В переходной зоне мантии под западной частью Забайкальского домена стагнирующий слэб отсутствует. В отличие от восточной части, эта часть домена выражена более однородным слоем низких скоростей [9, 45].

Локальные низкоскоростные аномалии Забайкальского домена представляют собой современное выражение конвективных процессов расплавных субдоменов мантии с поперечником 500–1000 км. Показателем конвективной эффективности субдоменов служат выплавки изотопно-гомогенизированного

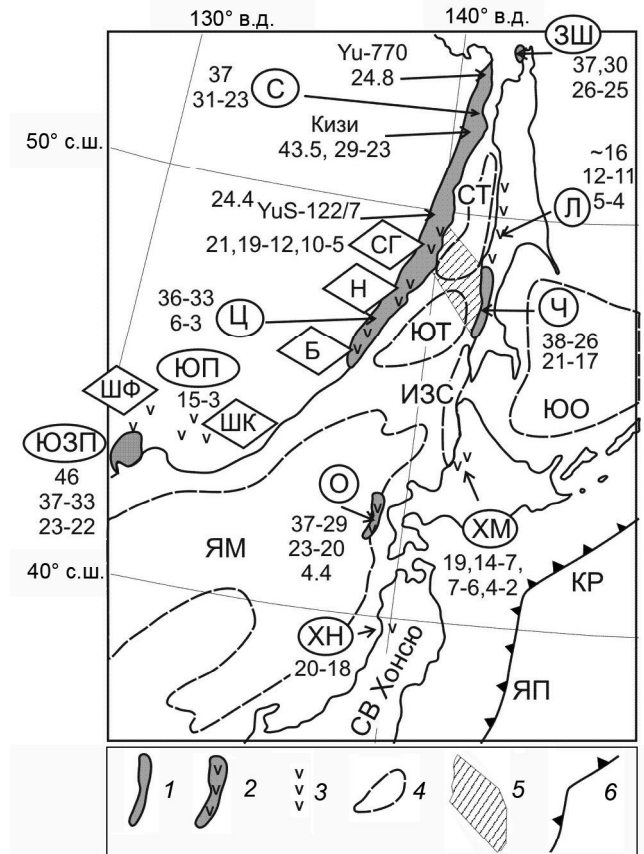


Рис. 1. Схема пространственного распределения кайнозойского вулканизма на побережье Татарского пролива и северном побережье Японского моря.

1–3 – зоны вулканизма: 1 – среднего кайнозоя – Северная (С), Чеховская (Ч), Западно-Шмидтовская (ЗШ), Юго-Западного Приморья (ЮЗП), 2 – среднего–позднего кайнозоя – Центральная (Ц) с вулканическими полями Совгаванским (СГ), Нельминским (Н), Бикинским (Б), поднятия Окусири (О), 3 – позднего кайнозоя – Лесогорская (Л), Южно-Приморская с вулканическими полями Шкотовским (ШК) и Шуфанским (ШФ), Хонсю, северо-восток Хонсю (ХН), Хамамасу, центральная часть Хоккайдо (ХМ); 4 – глубоководные бассейны: Северо-Татарский (СТ), Южно-Татарский (ЮТ), Исакари–Западно-Сахалинский (ИЗС), Япономорский (ЯМ), Южно-Охотский (ЮО); 5 – перемычка между Северо-Татарским и Южно-Татарским бассейнами; 6 – преддуговые желоба: Курильский (КР) и Японский (ЯП). Стрелочками показаны интервалы К–Аг (^{40}Ar – ^{39}Ar) датировок (млн лет) и отдельные ключевые К–Аг датировки с номерами образцов. Использованы данные из работ [5, 12, 14, 15, 17, 18, 40, 49, 57].

подлитосферного материала. Мы оцениваем степень изотопного обогащения или обеднения источников магматических выплавов по начальным отношениям изотопов стронция в вулканических породах среднего и позднего кайнозоя. Изотопные отношения неодима, также содержащие информацию об изотопном обогащении или обеднении источников, как правило, имеют на Востоке Азии почти функциональную связь с отно-

шениями изотопов стронция [12, 39, 42 и др.], поэтому в настоящей работе не рассматриваются.

На рис. 2 приведены схемы пространственной активности подлитосферных источников трех временных интервалов: 43–23, 22–12 и < 9.6 млн лет назад. Определяющей характеристикой первых двух временных интервалов служит активность, соответственно, Северного и Южного конвектирующих субдоменов Забайкальского домена на континентальной окраине. Третий интервал обозначает активность конвектирующей мантии в центральной части провинции Хэйлунцзян внутри континента.

При моделировании конвекции в парафине однородная конвективная струя с грибоподобным верхним окончанием сохраняла активность в условиях нагрева основания конвектирующей системы. Прекращение нагрева влекло за собой образование пережимов в струе с выделением в ней овальной «капли», которая в зависимости от температуры материала могла подниматься вверх или опускаться вниз [31]. Исходя из результатов моделирования, мы предполагаем, что магматической активности субдоменов в общем благоприятствовала конвекция во всем глубинном диапазоне 410–200 км Забайкальского домена, а локальные разноглубинные низкоскоростные аномалии рассматриваем в качестве признака нарушения ламинарного потока струи с выделением в ней «капли» преобладающих турбулентных движений, способствовавших изотопной гомогенизации материала.

Активность Северного конвектирующего субдомена проявилась 37–23 млн лет назад в извержениях изотопно-гомогенных расплавов источника II. На

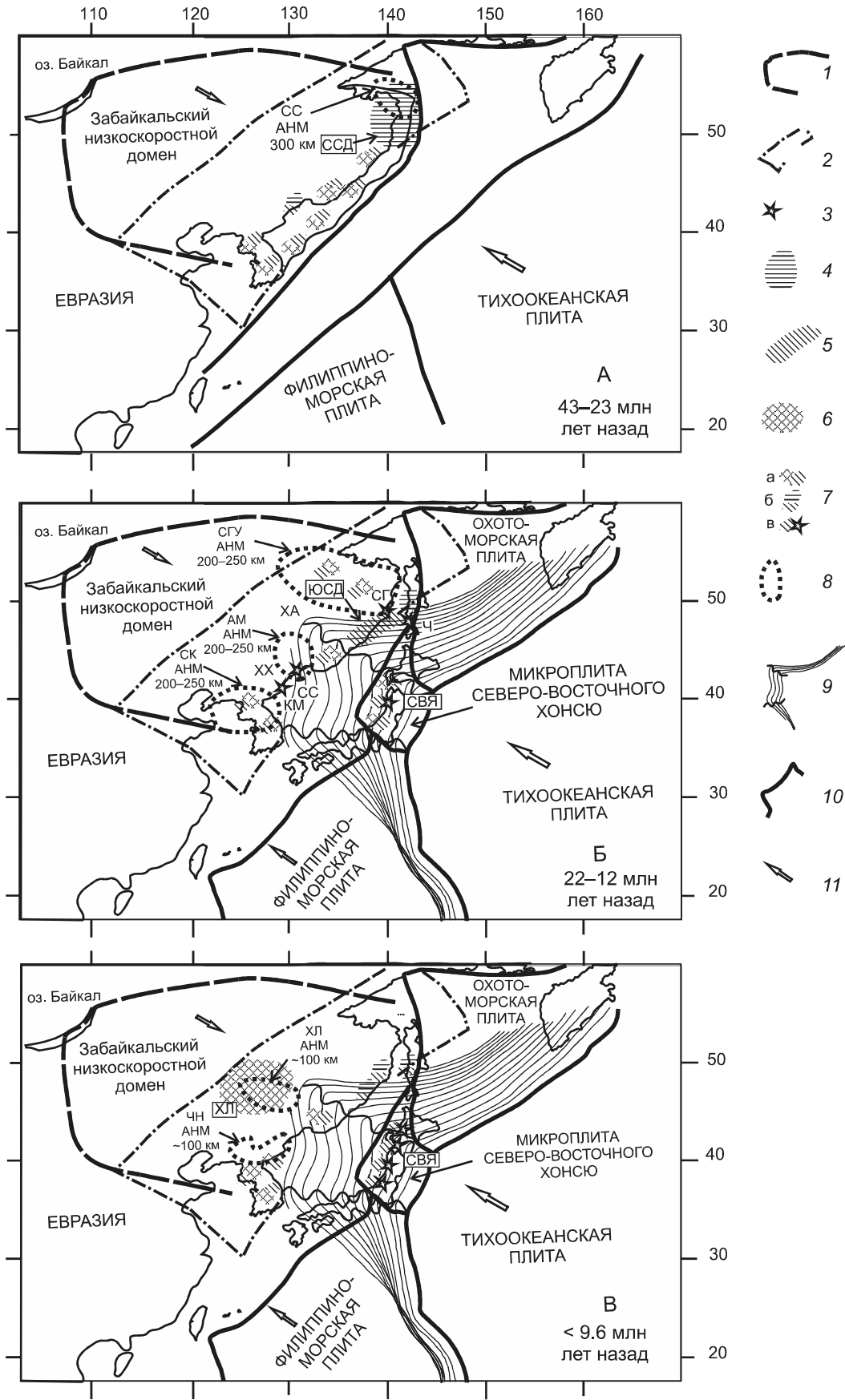
рис. 3 А лавы побережья северной части Татарского пролива образуют веер точек, расходящийся от точки дацита оз. Кизи возрастом 43.5 млн лет. Признаком бывшей активности Северного субдомена является локальная сравнительно глубинная (~300 км) Северо-Сахалинская низкоскоростная аномалия (местоположение см. на рис. 2 А).

Активность Южного конвектирующего субдомена выражена 19–12 млн лет назад в извержениях изотопно-гомогенных расплавов источника III. В области структурной пережимки между Южно-Татарским и Северо-Татарским доменами состав источника III характеризовал максимальное отношение ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)₀ (рис. 3 Б). Во временном интервале 6–3 млн лет назад эта же закономерность соблюдалась южнее пережимки, в лавах Нельминского поля. Во временном интервале 36–33 млн лет назад здесь происходило смешение материала источника III с более изотопнообогатенным материалом литосферы (рис. 3 В).

С активностью Южного субдомена мы связываем образование Совгаванско-Удской, Амурской и Северо-Корейской низкоскоростных аномалий глубинного уровня 200–250 км (местоположение см. на рис. 2 Б). Совгаванско-Удская низкоскоростная аномалия протягивается от Татарского пролива через Среднеамурский бассейн, в котором позднекайнозойские лавы, излившиеся во временном интервале 15–4 млн лет назад, дали интервал отношений ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)₀ 0.704021–0.705073 [10]. Исходя из предположения о современном выражении Южного конвектирующего субдомена в Совгаванско-Удской низкоскоростной аномалии, этот интервал начальных изотопных отношений объясняется смешением материала подли-

Рис. 2. Пространственные соотношения слэбов с Забайкальским низкоскоростным доменом и его конвектирующими субдоменами на восточной континентальной окраине Евразии в проекции Меркатора: А – 43–23 млн лет назад, Б – 22–12 млн лет назад, В – < 9.6 млн лет назад.

1–2 – контуры главных мантийных структур Востока Азии: 1 – Забайкальский низкоскоростной домен, протягивающийся в интервале глубин 200–410 км [9], 2 – полихронный слэб, стагнирующий в переходной зоне мантии [45]; 3 – район проявления активности в источнике над Тихоокеанским слэбом: в раннем миоцене – СГ – Советская Гавань (~21 млн лет назад), Ч – Чеховская зона (21–17 млн лет назад), СС – Славянка – Синий Утес (23–22 млн лет назад), КМ – Кильчу-Менчхонский грабен (приблизительно в это же время), начиная со среднего миоцена (<15 млн лет) в тыловой зоне дуги Северо-Восточной Японии (СВЯ); 4–5 – субдомен континентальной окраины, выраженный излияниями изотопно-гомогенных базальтовых расплавов: 4 – Северный, источник II (ССД), активный в интервале 37–23 млн лет назад, 5 – Южный, источник III (ЮСД), активный в интервале 19–12 млн лет назад; 6 – область распространения общего изотопнообогатенного компонента источника IV, активного <9.6 млн лет назад в центральной части провинции Хэйлунцзян (ХЛ); 7 – область распространения материала источника III с примесью материала литосферных и подлитосферных источников: а – изотопнообогатенных, б – умеренно изотопнообедненного источника II, в – сильно изотопнообедненного, надслэбового источника I; 8 – локальная низкоскоростная аномалия над стагнирующим слэбом (СС АНМ – Северо-Сахалинская, СГУ АНМ – Совгаванско-Удская, АМ АНМ – Амурская, СК АНМ – Северо-Корейская, ХЛ АНМ – Хэйлунцзянская, ЧН АНМ – Чангбайшанская), СГУ АНМ и АМ АНМ разделены Хоккайдо-Амурской высокоскоростной пережимкой (ХА), а АМ АНМ и СК АНМ – Хонсю-Хинганской (ХХ) [9, 46]; 9 – кровля активного Тихоокеанского слэба в изолиниях через 50 км [26], волнистыми линиями выделены прямая и косая слэбовые флексуры [45]; 10 – межплитная граница; 11 – направление движения плиты (увеличение размера стрелочки соответствует увеличению скорости).



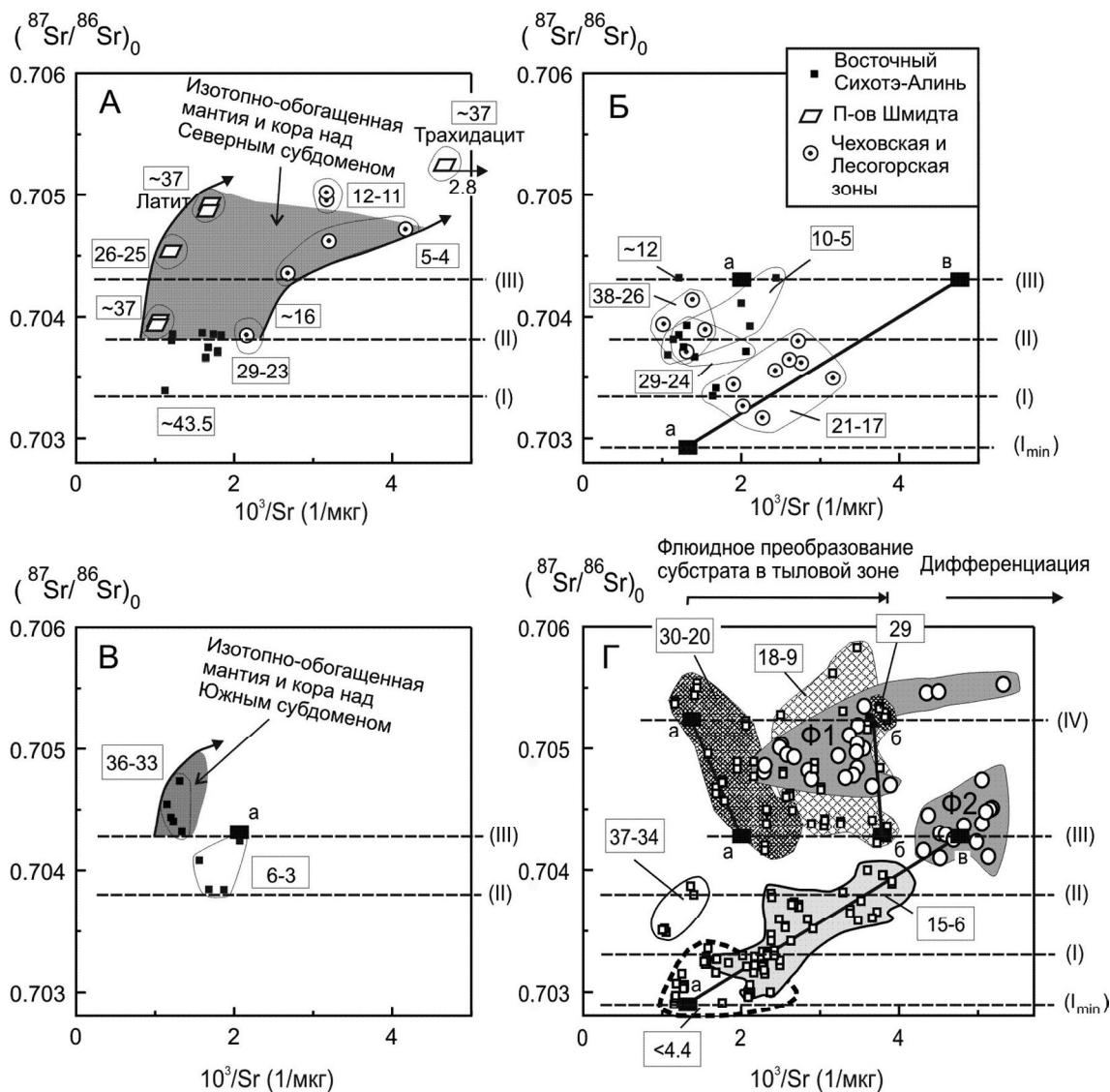


Рис. 3. Диаграммы $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 - 10^3/\text{Sr}$ сопоставления вулканических пород побережья Татарского пролива (А – северной части, Б – области структурной перемычки между Северо-Татарским и Южно-Татарским бассейнами, В – южной части) с вулканическими породами основного и среднего состава ($\text{SiO}_2 < 60$ мас. %) фронтальной и тыловой зон островной дуги Северо-Восточной Японии (Г).

На диаграммах А–В использованы данные [5, 7, 14, 15, 17, 40, 42]. Диаграмма Г построена по данным [39, 50]. Поля Ф1 и Ф2 обозначают, соответственно, изотопнообогащенную и изотопнообедненную группы пород мантийного клина, сопоставляющиеся с материалом из источников IV и III. Выделены фигуративные поля разновозрастных лав тыловой зоны дуги (в прямоугольниках показаны интервалы в млн лет). Черными прямоугольниками обозначены компоненты: изотопно-обогащенные IV,а,б, изотопно-обедненные III,а,б,в и сильно изотопнообедненный I_{\min} (с минимальным $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$).

тосферного источника III с гетерогенным материалом изотопнообогащенной литосферы.

Наконец, активность конвектирующей мантии в центральной части провинции Хэйлунцзян ограничена интервалом < 9.6 млн лет назад. Последние извержения здесь наблюдались в 1720–1721 гг. на вулканах Лаохейшан и Хуошаошан поля Удалячи [34, 35, 60]. Расплавы содержали общий компонент со значением

$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 = 0.7052$ [12, 24]. Этот компонент рассматривается нами как показатель изотопно-гомогенного источника IV. Пространственно соответствующая субдомену Хэйлунцзянская низкоскоростная аномалия находится на глубине ~ 100 км [9] (местоположение см на рис. 2 В). Расплавные аномалии этого уровня на Востоке Азии имеют прерывистое распространение над Забайкальским доменом. Особое значение имеет

низкоскоростная аномалия Чангбайшан, под одноименным активным вулканическим полем, прослеженная в глубинном интервале от 400 до 10 км [33, 62] и наиболее ярко выраженная на глубине ~100 км [58].

Мы видим последовательное уменьшение глубины «капель» конвектирующего материала с переходом от умеренно изотопнообедненного Северного субдомена через менее изотопнообедненный Южный субдомен к изотопнообогащенному материалу провинции Хэйлунцзян. Изотопный состав выплавки конвектирующих субдоменов Забайкальского домена, явно, становился менее обедненным с уменьшением глубины турбулентного распада конвективных мантийных струй Забайкальского домена (т.е. в интервале глубин 410–200 км). Подобные процессы провинции Хэйлунцзян, происходившие на глубине 100 км (т.е. выше Забайкальского домена), выражены в изотопнообогащенном составе его материала. Над каждым конвектирующим субдоменом с некоторым осредненным изотопным составом активного источника мог вовлекаться в плавление менее глубинный материал мантии и коры с более высокими значениями ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)₀ (рис. 3 А, В).

Начальные изотопные отношения стронция, подобные отношениям в вулканических породах надслэбового источника I и источников II, III конвектирующих мантийных субдоменов Татарского пролива, определены в позднекайнозойских вулканических породах Запада Северной Америки. Общий компонент подлитосферной конвектирующей мантии, близкий по составу изотопов стронция источникам II и III, играл важную роль в эволюции позднекайнозойского вулканизма северной части рифта Рио-Гранде, зажатой между Плато Колорадо и Великими Равнинами, а более изотопнообедненный материал, близкий по изотопному составу стронция выплавкам из источника I, поступал в южной части рифта и сопредельной с ней провинции Бассейнов и Хребтов в последние 13 млн лет [19].

ПЕРЕХОД ОТ МАГМАТИЗМА НАД СЛЭБОМ КУЛА–ИЗАНАГИ К МАГМАТИЗМУ НАД ТИХООКЕАНСКИМ СЛЭБОМ

Позднефанерозойские океанические плиты Тихого океана эпизодически субдуцировали под Восточную Азию. Субдукция сопровождалась и сменялась боковыми смещениями океанических плит вдоль границы континент–океан [2, 3, 6, 22, 30, 46]. К континентальной окраине аккретировали различные террейны. Общий переход от позднемелового магматизма к магматизму среднего эоцена–олигоцена обозначал адаптацию относительно края континента структур Охотоморской плиты, а переход от магматизма позднего

олигоцена к неоген–четвертичному – такую же адаптацию структур Филиппиноморской плиты.

В районе оз. Кизи в среднем эоцене, ~43.5 млн лет назад, поступали выплавки из сильно изотопнообедненного источника I надслэбового типа со значением ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)₀ 0.7034, а в позднем олигоцене, в течение ~8 млн лет, – выплавки с узким диапазоном значений ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)₀ 0.703661–0.703853 из источника II Северного субдомена конвектирующей мантии. Такой характер смены магматизма отражал заключительные процессы мел–палеогенового погружения и преобразования слэба Кула–Изанаги в верхней мантии и ее переходной зоне под северной частью Татарского пролива. Структурная перестройка зоны конвергенции плит Тихого океана и Евразии выразилась на этой территории в смене надслэбовых магмогенерирующих процессов процессами, свойственными конвектирующей мантии континентальной окраины.

В области структурной перемены между Северо-Татарским и Южно-Татарским бассейнами в раннем миоцене вновь поступали расплавы из надслэбового источника I. Около 19 млн лет назад под Совганским полем активизировался источник III Южного конвектирующего субдомена, поставивший изотопноомогенный расплавленный материал в течение последующих 7 млн лет. Около 9.6 млн лет назад здесь же активизировался источник II Северного конвектирующего субдомена, но в процессе дальнейшей активности магматические источники Северного и Южного конвектирующих субдоменов утратили изотопно-геохимическую индивидуальность. Во временном интервале 8–3 млн лет назад материал субдоменов перемешивался с распространением неоднородной смеси под структурной переменной и сопредельными территориями Южно-Татарского и Северо-Татарского бассейнов [17].

В пространственно-временной смене выплавки из источников II и III в области структурной перемены между бассейнами отразилась динамическая неустойчивость границы Северного и Южного конвектирующих субдоменов. Активизация надслэбового источника под Северным субдоменом ~43.5 млн лет назад привела к возбуждению магмогенерирующих процессов в этом субдомене в интервале 37–23 млн лет назад с его расширением, выраженным смещением южной границы к югу. Активизация надслэбового источника под областью структурной перемены между Северо-Татарским и Южно-Татарским бассейнами во временном интервале 21–17 млн лет назад, наоборот, перешла в возбуждение магмогенерирующих процессов в Южном конвектирующем субдомене во временном интервале 19–12 млн лет назад с соответствующим смещением его северной границы

к северу. Во временном интервале 8–3 млн лет назад граница стала расплывчатой из-за взаимного проникновения материала конвектирующих субдоменов. С учетом большей глубинности материала источника II, чем III, можно ожидать, что в результате слияния Северного и Южного субдоменов образовалась единая расплавная область, погружавшаяся в направлении с юга на север.

Позднекайнозойская глубинная динамика Восточной Азии определялась сложившейся конфигурацией активного Тихоокеанского слэба, который оказался разделенным Хонсю-Корейской и Хоккайдо-Амурской флексурами на сегменты, субдуцирующие под Охотоморскую плиту, Восточную Азию и Филиппинскую плиту (рис. 2 Б, В). Эти флексуры имеют, соответственно, косое и согласное расположение по отношению к направлению конвергенции Тихоокеанской плиты и Евразии. Первая флексура простирается от сочленения Японского и Идзу-Бонинского желобов под середину о-ва Хонсю до юго-восточного края Корейского п-ова, а вторая – от сочленения Японского и Курильского желобов под юго-запад о-ва Хоккайдо до южного окончания Среднеамурской впадины. Прямая Хоккайдо-Амурская слэбовая флексура оформилась в результате активного погружения слэбового материала под континент в связи с конвергенцией Тихоокеанской плиты и Евразии, а косая Хонсю-Корейская слэбовая флексура – в результате отката в сторону океана сочленения Японского и Идзу-Бонинского желобов во время раскрытия впадины Японского моря [45]. По палеомагнитным данным [29, 43], впадина Японского моря раскрывалась во временном интервале 21–15 млн лет назад, когда северо-восточная часть о-ва Хонсю быстро вращалась против часовой стрелки, а юго-западная часть – по часовой стрелке.

Мы обращаем внимание на проявление магматизма надслэбовых источников в области структурной перемены между Северо-Татарским и Южно-Татарским бассейнами в интервале 21–17 млн лет назад сразу после подобного надслэбового магматизма 23–22 млн лет назад в Юго-Западном Приморье и на сопредельной территории Северной Кореи. В Юго-Западном Приморье надслэбовые микроэлементные характеристики свойственны породам славянского базальт-андезитового комплекса с Rb–Sr датировкой 22.9 ± 0.3 млн лет и сопоставимым с этим комплексом высококалийным базальтам синеутесовской свиты с K–Ar датировкой ~22 млн лет. Близкие по составу (вероятно, одновозрастные) лавы слагают свиту намсок Кильчу-Менчхонского грабена в Северной Корее [1, 18 и ссылки в этих работах]. Надслэбовые источники активизировались над северным и западным кры-

льями Хоккайдо-Амурской слэбовой флексуры приблизительно на одинаковом расстоянии от ее осевой линии.

Интересно, что, согласно палеомагнитным данным [44], массив Китаками Северо-Восточной Японии испытывал значительную (более 25 градусов) северную трансляцию в позднем кайнозое и присоединился к континентальному краю Евразии рядом с Сихотэ-Алинем в интервале 30–22 млн лет назад, а, по данным [39, 50], около 22 млн лет назад начались вулканические извержения во фронтальной зоне дуги Северо-Восточной Японии. Следовательно, магматический эпизод начала миоцена над крыльями Хоккайдо-Амурской слэбовой флексуры можно связать с переходом от процессов, инициированных предшествующей активностью слэба Кула-Изанаги, к процессам, связанным с активностью Тихоокеанского слэба, последовавшей за аккрецией массива Китаками.

Общий компонент, соответствующий по изотопному составу стронция источнику III, выделен в лавах Шкотовского и Шуфанского полей Южного Приморья по сходящимся трендам на диаграмме $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 - 10^3/\text{Sr}$ [18]. По-видимому, единый изотопный состав конвектирующего материала источника III характеризовал всю подлитосферную конвектирующую мантию континентальной окраины над Хоккайдо-Амурской слэбовой флексурой между областями надслэбового магматизма начала миоцена (рис. 2 Б). Расплавы Южного Приморья образовались в результате смешения материала источника III с изотопногетерогенным материалом, в том числе – литосферной мантии и коры [11, 18].

СООТНОШЕНИЯ КОМПОНЕНТОВ МАГМАТИЧЕСКИХ ИСТОЧНИКОВ НА ОСТРОВАХ СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЙ ЯПОНИИ, НА ОКРАИНЕ КОНТИНЕНТА И В ЕГО ВНУТРЕННЕЙ ЧАСТИ

Согласно Й. Татсуми и др. [52, 53], вся вода, содержащаяся в минералах, удаляется из океанической коры при ее субдукции на глубину до 120 км. Вода теряется слэбом под фронтальной зоной островной дуги и поднимается в мантийный клин, где способствует метасоматическим изменениям пород с обогащением их крупноионными литофильными элементами при обеднении высокозарядными прежде, чем начинается плавление. В дальнейшем материал измененных пород мантийного клина увлекается вниз по ходу движения субдуцирующей океанической литосферы и подчиняется производной от этого движения конвекции, направленной от континента к островной дуге. Частичное плавление метасоматизированных мантийных пород, таким образом, концентрируется под островной дугой на глубинах 100–200 км. Магма-

тические диапиры поднимаются от расплавной зоны к земной поверхности, и в островной дуге происходят вулканические извержения.

Анализируя U–Th-изотопную систематику голоценовых вулканических пород Северо-Восточного Китая (полей Жингпоху, Лонг-Ганг, Тианчи и Удалянчи), Х. Зоу и др. [65] обратили внимание на избыток в них изотопа ^{230}Th , не характерный для субдукционных магм, и сделали вывод о том, что флюиды, высвобожденные из субдуцирующей Тихоокеанской плиты, были полностью потеряны прежде, чем она достигла мантии под территорией Северо-Восточного Китая. Согласно более ранней интерпретации этих же авторов [63], общий подлитосферный компонент кайнозойских лав Северо-Восточного и Юго-Восточного Китая должен иметь сильно обедненный изотопный состав: $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} \sim 0.7030$, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} \sim 0.5130$, $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} \sim 18.0$, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} < 37.55$.

Существенные геохимические отличия лав Жингпоху (юго-восток провинции Хейлунцзян) и Удалянчи (центральная часть этой же провинции) заставляют, однако, рассматривать петрогенезис лав этих полей дифференцированно. Лавы Жингпоху имеют умереннокалиевый состав, слегка обедненные радиогенными изотопами Sr и Nd, и частично обеднены высокозарядными элементами (Nb, Ta, Ti). Лавы Удалянчи отличаются высоко- и ультракалиевыми составами, изотопно обогащены и не обнаруживают заметного обеднения высокозарядными элементами (табл. 1). Эти лавы были производными плавления исключительно изотопнообогащенного мантийного материала – конвектирующей мантии в сочетании с компонентами литосферы [12, 24].

В умереннокалиевых лавах полей, протягивающихся на континентальной окраине через юго-восточную часть провинции Хейлунцзян вдоль китайско-корейской и китайско-российской границ от Бохайского залива на юге до Среднеамурской впадины на севере, определен широкий спектр составов от изотопно-обедненных до обогащенных. Эти поля пространственно связаны с активизацией субмеридиональных разломов двух ветвей северной части разлома Танлу – Йитун-Йилань и Фушунь-Мишань [35].

Учитывая активный характер Тихоокеанского слэба, продвинутого под Восточную Азию на 2000 км от Японского желоба, можно ожидать распространения на островах Северо-Восточной Японии, на окраине континента и в его внутренней части подлитосферных выплавов из источников I, III и IV. Роль этих источников отчетливо выражена в вулканической дуге Северо-Восточной Японии, в которой смешивался материал источников III, IV и III, I. Компоненты источников I, IV не смешивались между собой, а в качестве

связующего звена между их материалом служил компонент фронтальной зоны дуги источника III (состав IIIв на рис. 3 Г).

Магматическая система дуги начала оформляться около 22 млн лет назад с началом вулканизма ее фронтальной зоны [50]. В течение всего временного интервала активности фронтальной зоны < 22 млн лет назад стабильно поступал материал из источников III и IV (соответственно, в составах IIIв и IVб). Во временном интервале 37–34 млн лет назад изотопные отношения стронция в выплавках тыловой области будущей дуги были ниже, чем в источниках III и IV. Во временном интервале 30–20 млн лет назад составы базальтов соответствовали фигуративному полю, вытянутому между составами IVа и IIIа.

В вулканических породах всей дуги временного интервала 22–18 млн лет назад не было систематических вариаций изотопов Sr и Nd в поперечном направлении. В продольном направлении с севера на юг значения $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$ последовательно возрастали со снижением $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_0$. Минимальные значения $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$ в интервале 0.703890–0.704195 определены в лавах о. Окусири, а максимальные в интервале 0.704874–0.705165 – в лавах района Хонью (местоположение см. на рис. 1). Более высокие отношения 0.705855–0.706311, полученные для лав района Атсумидаке и о. Садо с отчетливо выраженными Eu-аномалиями, выпадали из этой закономерности. Смена изотопных характеристик интерпретировалась как показатель последовательного уменьшения роли астеносферного материала по отношению к материалу литосферной мантии [49].

В свете соотношений составов IIIа и IVа, продольное изменение изотопных отношений выплавов в Северо-Восточной Японии во временном интервале 22–18 млн лет назад объясняется неоднородностью подлитосферной мантии над Хоккайдо-Амурской слэбовой флексурой. Над ее осью (о. Окусири) в лавах преобладал материал Южного конвектирующего субдомена (состав IIIа). С продвижением поперек крыла флексуры в южном направлении последовательно повышалась роль изотопно-обогащенного материала, подобного по составу конвектирующей мантии центральной части провинции Хейлунцзян (компонент IVа).

Режим смешения составов IIIа и IVа 22–18 млн лет назад нельзя объяснить режимом субдукции Тихоокеанского слэба, поскольку такой же режим смешения осуществлялся под Корейским п-овом в плейстоцене на удалении около 1500 км от Японского преддугевого желоба, о чем свидетельствует совпадение в координатах $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 - 10^3/\text{Sr}$ фигуративных полей ранних базальтов тыловой зоны дуги Северо-Восточной Японии и плейстоценовых базальтов Корейского п-ова. Более

Таблица 1. Представительные составы вулканических пород, характеризующих мантийные магматические источники Восточной Азии.

Субдомен	I	I	I	I	I	II	II	II
№ п/п	1	2	3	4	5	6	7	8
№ образца	Ca-01-236	Cx-329	Cx-331	Cx-332	SW-01S	YuS-122/14	Ca-01-256	Ca-01-223
Район	К	Ч	Ч	Ч	СВЯ	С	К	К
Возраст, млн л.	43.5	18.7		18.3	11	29	28.8	27.3
SiO ₂ , %	61.43	49.21	47.74	50.39	48.85	52.48	50.74	53.93
TiO ₂	0.49	0.84	0.86	0.75	0.60	1.31	1.23	0.84
Al ₂ O ₃	18.57	21.65	19.30	21.10	16.10	17.86	17.60	18.45
Fe ₂ O ₃	3.10	4.08	4.86	6.01	H.o.	H.o.	2.95	2.08
FeO	2.20	5.14	5.76	3.13	7.02	8.26	6.00	5.29
MnO	0.08	0.13	0.14	0.14	0.12	0.14	0.13	0.14
MgO	1.93	3.08	6.05	3.40	9.09	6.30	6.46	5.56
CaO	5.02	10.70	11.20	10.84	13.93	7.73	8.36	7.96
Na ₂ O	4.35	2.45	2.13	2.53	1.55	3.81	3.50	3.17
K ₂ O	1.19	0.73	0.43	0.54	0.49	1.24	0.73	1.11
P ₂ O ₅	0.17	0.19	0.12	0.15	0.13	0.48	0.32	0.25
H ₂ O ⁻	0.28	0.45	0.47	0.52	H.o.	H.o.	0.43	0.14
H ₂ O ⁺	0.82	1.24	1.17	0.93	2.6	H.o.	1.60	1.07
Сумма	99.63	99.89	100.23	100.43	100.49	99.61	100.05	99.99
Sc, г/т	10.3	35.9	41.0	31.8		17.8	27.5	24.4
V	91	368	316	277	220	172	200	H.o.
Cr	16	H.o.	H.o.	H.o.	252	177	140	H.o.
Co	14	H.o.	H.o.	H.o.	H.o.	56	36	H.o.
Ni	14	H.o.	H.o.	H.o.	82	110	66	H.o.
Rb	12.6	13.4	11.5	11.8	6	11.4	10.2	16.5
Sr	885	513	340	423	345	790	745	573
Y	11.8	19.0	18.2	16.7	17.0	20.3	21.2	20.5
Zr	80	48	47	49	40	146	119	193
Nb	2.44	0.91	1.88	2.01	3.4	12.57	6.20	5.52
Cs	0.27	0.18	0.22	0.37	H.o.	0.23	0.19	0.58
Ba	422	201	194	202	59	250	229	348
La	14.3	6.86	5.90	6.95	4.40	16.18	15.4	13.3
Ce	24.4	16.17	13.88	15.35	10.50	35.53	35.8	31.5
Pr	3.84	2.51	2.11	2.20	1.60	4.56	4.36	3.65
Nd	16.4	12.13	10.02	10.66	7.22	18.75	19.7	16.5
Sm	3.30	3.43	2.79	2.78	2.07	4.16	4.15	3.76
Eu	1.00	1.14	0.96	0.98	0.74	1.32	1.33	1.16
Gd	2.80	3.77	3.26	3.09	2.39	4.17	4.34	3.81
Tb	0.43	0.61	0.55	0.53	0.40	0.63	0.65	0.56
Dy	2.35	3.49	3.35	3.14	2.47	3.61	3.81	3.48
Ho	0.43	0.78	0.73	0.69	0.54	0.75	0.78	0.69
Er	1.26	2.15	2.10	1.99	1.58	2.14	2.13	2.05
Yb	1.16	2.09	2.06	1.83	1.42	2.02	1.91	1.98
Lu	0.19	0.35	0.33	0.30	0.22	0.31	0.27	0.30
Hf	2.06	1.50	1.39	1.44	H.o.	3.39	2.79	4.33
Ta	0.18	0.071	0.13	0.14	H.o.	1.10	0.38	0.37
Pb	10.8	3.9	6.7	6.8	H.o.	7.9	7.4	8.9
Th	0.96	1.18	1.33	1.21	H.o.	1.58	1.55	1.67
U	0.27	0.35	0.49	0.45	H.o.	0.45	0.42	0.47
(⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr) ₀	0.703393	0.703167	H.o.	0.703559	0.703581	0.703754	H.o.	0.703838
(¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd) ₀	H.o.	H.o.	H.o.	H.o.	0.513095	0.512856	H.o.	H.o.
²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	H.o.	H.o.	H.o.	H.o.	H.o.	18.259	H.o.	H.o.
²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁴ Pb	H.o.	H.o.	H.o.	H.o.	H.o.	15.538	H.o.	H.o.
²⁰⁸ Pb/ ²⁰⁴ Pb	H.o.	H.o.	H.o.	H.o.	H.o.	38.245	H.o.	H.o.

Таблица 1. (Продолжение).

Субдомен	II	III	III	III	III	IV	IV
№ п/п	9	10	11	12	13	14	15
№ образца	Ca-01-245	SO-23	YuM-1328	P-369/11	YuS-120/9	Ch-31	Ch-32
Район	К	Н	Н	III	С	Б	Б
Возраст, млн л.	25.5	33.6	11.9	10.8	Н.о.	0.29-0.16	0.29-0.16
SiO ₂ , %	51.31	51.52	48.99	51.69	53.97	51.58	51.87
TiO ₂	1.29	1.84	1.90	1.76	1.51	2.32	2.32
Al ₂ O ₃	17.43	15.96	16.73	15.63	15.79	13.1	13.2
Fe ₂ O ₃	3.72	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.	4.38	3.63
FeO	4.28	9.65	9.18	9.86	8.94	4.09	4.71
MnO	0.11	0.18	0.16	0.15	0.14	0.11	0.12
MgO	6.50	5.59	6.96	6.12	5.54	7.49	7.31
CaO	7.67	7.86	7.32	7.86	8.50	6.77	7.02
Na ₂ O	4.00	3.40	4.26	3.53	3.86	3.76	3.72
K ₂ O	1.87	1.35	2.28	1.75	0.16	4.64	4.43
P ₂ O ₅	0.36	1.08	0.62	0.43	0.20	0.87	0.89
H ₂ O ⁻	0.28	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.	0.18	0.29
H ₂ O ⁺	1.35	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.	0.54	0.64
Сумма	100.17	98.43	98.40	98.78	98.61	99.11	99.22
Sc, г/т	23.6	19.8	18.8	20.3	17.2	14.7	13.8
V	Н.о.	197	146	198	160	126	124
Cr	Н.о.	129	240	207	282	229	226
Co	Н.о.	34	35	53	47	33	32
Ni	Н.о.	84	148	121	151	164	157
Rb	32.8	19.8	71.7	34.2	4.9	88.2	104
Sr	558	812	829	593	409	1205	1218
Y	21.2	32.4	25.9	20.8	21.5	20.2	20.5
Zr	184	248	234	147	78	335	322
Nb	26.27	20.57	61.16	31.22	4.37	48.7	48.5
Cs	0.51	0.92	1.38	0.26	0.19	0.76	0.80
Ba	470	557	747	358	103	1503	1518
La	20.5	35.59	45.08	26.28	6.15	68.4	70.3
Ce	40.3	95.06	78.25	56.11	14.83	130.5	130.2
Pr	4.49	11.04	8.51	5.94	2.45	14.49	14.65
Nd	19.3	45.67	34.15	23.08	13.25	57.52	58.07
Sm	4.36	9.26	7.20	4.92	4.28	9.30	9.55
Eu	1.30	2.41	2.23	1.65	1.56	2.76	2.77
Gd	4.04	8.20	6.01	4.99	4.65	7.29	7.38
Tb	0.65	1.10	0.94	0.73	0.68	0.98	0.98
Dy	3.53	5.49	5.25	3.88	3.73	4.42	4.45
Ho	0.72	1.06	0.97	0.75	0.71	0.72	0.74
Er	1.90	2.82	2.45	1.95	1.80	1.76	1.78
Yb	1.84	2.45	2.12	1.58	1.36	1.22	1.25
Lu	0.31	0.36	0.32	0.23	0.19	0.16	0.15
Hf	4.17	5.09	5.43	3.43	1.90	8.22	7.87
Ta	1.45	0.96	3.94	2.01	0.30	2.87	2.84
Pb	5.4	10.8	5.9	4.2	1.3	10.31	9.73
Th	2.73	1.93	6.87	3.82	0.44	6.45	6.49
U	0.74	0.53	1.59	0.97	0.10	1.18	1.21
(⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr) ₀	0.703710	0.704404	0.704320	0.704263	Н.о.	0.705182	0.705211
(¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd) ₀	Н.о.	0.512705	0.512794	0.512683	Н.о.	Н.о.	Н.о.
²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	Н.о.	18.370	Н.о.	18.056	Н.о.	17.033	17.316
²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁴ Pb	Н.о.	15.545	Н.о.	15.547	Н.о.	15.441	15.484
²⁰⁸ Pb/ ²⁰⁴ Pb	Н.о.	38.395	Н.о.	38.166	Н.о.	37.002	37.316

того, субмеридиональная смена составов IIIa и IVa в выплавках Северо-Восточной Японии повторилась в подобной пространственной смене этих же составов от базальтов Шкотовского и Шуфанского полей Южного Приморья к базальтам Корейского п-ова (рис. 4 А). Мы рассматриваем пространственное сочетание компонентов IIIa и IVa в качестве показателя режима активности источников конвектирующей мантии. С учетом большей глубинности материала источника III, чем IV, можно предполагать существование расплавных зон, погружавшихся под континентальной окраиной в направлении с юга на север до раскрытия Японского моря (22–18 млн лет назад) и после его раскрытия (< 15 млн лет назад).

Начиная с 18 млн лет назад, тыловая зона дуги Северо-Восточной Японии была динамически связана с фронтальной. Поступление материала из фронтальной зоны в тыловую область выразилось в снижении концентраций стронция. В расплавах из источника IV снижение достигло концентраций в изотопно-обогащенных расплавах фронтальной зоны (состав IVб), а в расплавах из источника III установились промежуточные концентрации (состав IIIб) между концентрациями Sr в расплавах фронтальной зоны (состав IIIв) и конвектирующего субдомена континентальной окраины (состав IIIа). Обеднение стронцием выплавки из обоих источников, по-видимому, явилось следствием флюидизации мантийного клина под тыловой зоной. Совместное поступление флюидизированных компонентов IIIб и IVб продолжалось до 9 млн лет назад. По данным японских вулканологов [38], дуга испытывала вращение против часовой стрелки и приобрела современное положение около 8 млн лет назад. Следовательно, динамическая связь тыловой зоны дуги с фронтальной, сопровождавшая поступление материала с составами IIIб и IVб в тыловую зону, осуществлялась только на фоне вращательной кинематики и при остановке вращения прекратилась.

Выплавки из надслэбового источника I впервые проявились в тыловой зоне дуги Северо-Восточной Японии около 15 млн лет назад одновременно с действием механизма ее отката в сторону океана (rollback) и образованием задуговых бассейнов Японского моря. Сначала, 15–6 млн лет назад, поступала смесь с варьирующими пропорциями флюидизированного материала (состав IIIв) фронтальной зоны и компонента источника I тыловой зоны. В последние

4.4 млн лет произошел разрыв динамической связи между тыловой и фронтальной зонами дуги с прекращением поступления в тыловую зону флюидизированного компонента.

Подобная смена магматических источников имела место в районе Хамамасы западной части Центральной Хоккайдо, относящейся к тыловой зоне Курильской дуги (местоположение см. на рис. 1). Во временном интервале 19–7 млн лет назад здесь изливался спектр лав от андезибазальтов до риолитов с обогащенным составом изотопов стронция – $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$ 0.704678–0.705073 при концентрациях $\text{Sr} = 170\text{--}350$ мкг·г⁻¹. В интервале 7–6 млн лет назад извергались андезиты с $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$ 0.703851–0.703931 и $\text{Sr} = 285\text{--}311$ мкг·г⁻¹. После вулканического перерыва, имевшего место в интервале 6–4 млн лет назад, изливались базальты и андезиты с более обедненным изотопным составом стронция $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$ 0.703148–0.703366 при его возросшем содержании 388–487 мкг·г⁻¹ [41].

По общей последовательной смене компонентов магматических расплавов Северо-Восточной Японии мы выделяем магмогенерирующие обстановки: активной континентальной окраины, развивавшейся до субдукции Тихоокеанского слэба, надсубдукционной островной дуги и переходной от первой обстановки ко второй с частичным сохранением режима магмообразования активной континентальной окраины одновременно с развитием процессов, свойственных магматизму дуги (табл. 2).

Из сравнения диаграмм рис. 3 Б, В, Г следует вывод о проявлении сходного компонентного состава в выплавках дуги Северо-Восточной Японии и побережья южной части Татарского пролива, включая область структурной переемычки между Южно-Татарским и Северо-Татарским бассейнами. Во-первых, отчетливо видна роль состава IIIа, смешивающегося под Северо-Восточной Японией с изотопно-обогащенным составом IVа, а под южной частью Татарского пролива – с изотопно-обедненным материалом источника II. Во-вторых, обращает на себя внимание положение раннемиоценовых лав Чеховской зоны на линии смешения составов IIIв и $I_{a_{\min}}$, что согласуется с предположением о надслэбовом происхождении выплавки.

На схеме соотношений источников конвектирующей мантии с подстилающим материалом надслэбовых источников плит Кула–Изанаги и Тихоокеанской

Примечание к таблице 1. 1, 7–9 – [17]; 2–4 – [14] и новые данные; 5 – [49]; 6, 10–13 – [42]; 14–15 – новые данные. Ч – Чеховская зона о. Сахалин, СВЯ – дуга Северо-Восточной Японии, К – район оз. Кизи Северной зоны Восточного Сихотэ-Алиня, С и Н – Совгаванское и Нельминское вулканические поля Центральной зоны Восточного Сихотэ-Алиня, Ш – Шкотовское поле Южного Приморья, Б – вулкан Биджиашан, поле Удалианчи центральной части провинции Хейлунцзян Северо-Восточного Китая.

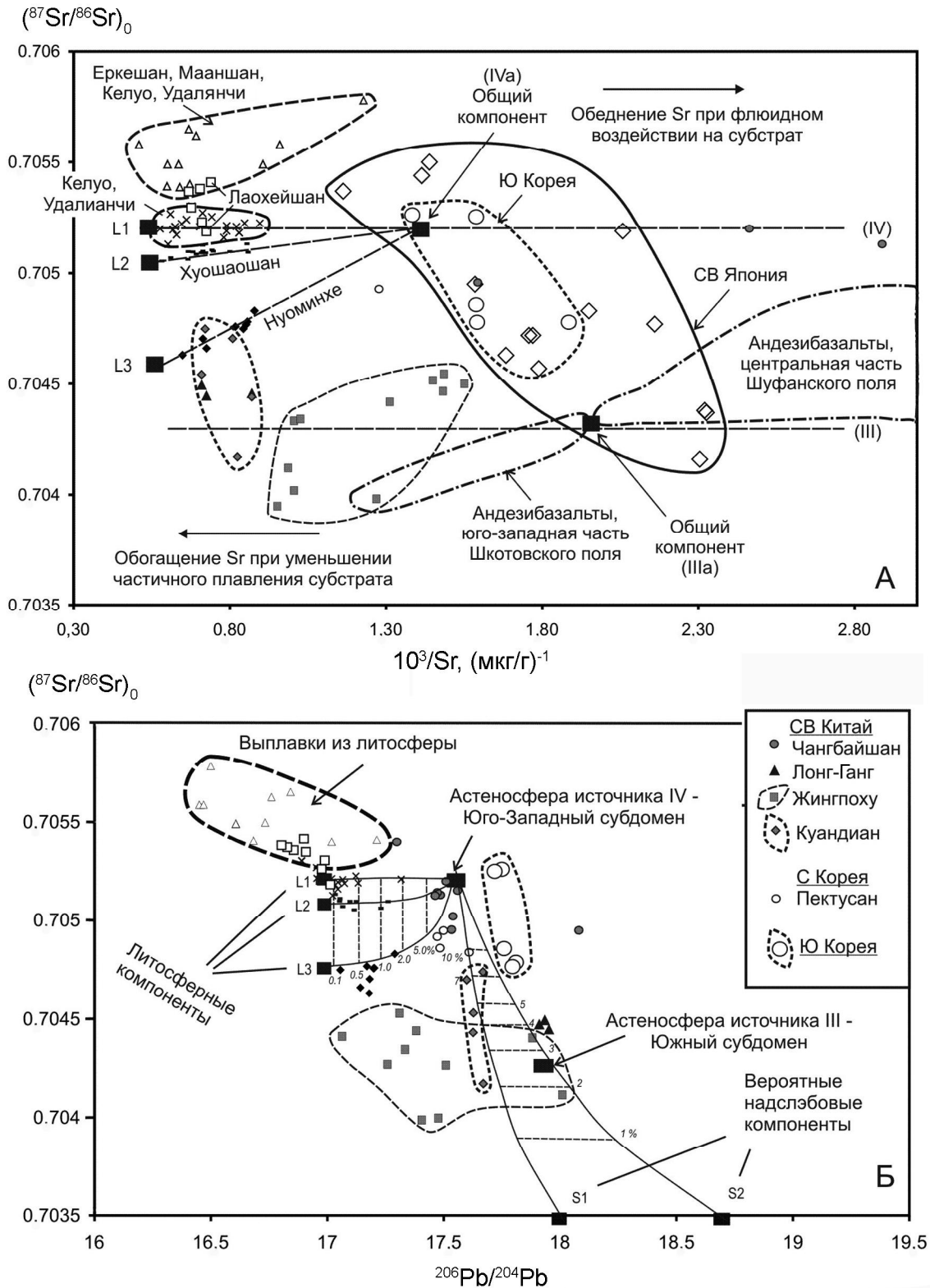


Рис. 4. Диаграмма $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 - 10^3/\text{Sr}$ (А) и диаграмма $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 - ^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (Б) сопоставления вулканических пород Восточной Азии.

Показаны рассчитанные модельные кривые смешения общего изотопнообогащенного компонента источника IV с компонентами обогащенной литосферной мантии L1, L2, L3 и надслэбовыми компонентами S1 и S2. Использованы данные [10, 12, 24, 42, 56, 59, 60, 63–65].

Таблица 2. Временная смена обстановок активности магматических источников в Северо-Восточной Японии.

Временной интервал, млн лет назад	Выплавки активных источников	
	Тыловая зона	Фронтальная зона
Обстановка активности источников континентальной окраины		
30–20	III и IV	
Переходная обстановка		
22–18	Смена выплавки источника III выплавками источника IV в направлении с севера на юг в будущей надсубдукционной дуге	
18–9	III и IV, повышенные концентрации Sr в выплавках источника III	III и IV, пониженные концентрации Sr в выплавках источника III
Обстановка активности источников надсубдукционной островной дуги		
15–6	I и III	III и IV
<4.4	I	III и IV

и материалом перекрывающей континентальной мантии (рис. 5) аномалии источников II и III относятся к Забайкальскому низкоскоростному домену. Среднекайнозойская активизация источника II, представленного в Северном субдомене Северо-Сахалинской аномалией, выражена сравнительно глубинными процессами, а позднекайнозойская активизация источника III Южного субдомена, выраженного в Южном субдомене Совгаванско-Удской, Амурской и Северо-Корейской аномалиями, характеризуется меньшей глубиной. Распространение смешанного материала источников II и III в области структурной переемычки между Северо-Татарским и Южно-Татарским бассейнами свидетельствует о частичном объединении материала Северо-Сахалинской и Совгаванско-Удской аномалий между собой.

Над южной частью Забайкальского домена у основания континентальной литосферы показана Чангбайшанская аномалия, объединяющаяся с ниже-расположенной Северо-Корейской. Малоуглубленная активность источника конвектирующей мантии здесь обусловлена интенсивными процессами, связанными в целом с позднекайнозойской активностью континентальной окраины и субдукцией Тихоокеанского слэба под Северо-Восточную Японию. Хэйлунцзянская аномалия находится во внутренней части континента, поэтому на схеме не показана. В отличие от разноглубинной активности аномалий континентальной окраины, ее активность выражена развитием исключительно малоуглубленных магматических процессов в литосфере и непосредственно подстилающей ее астеносфере.

На южной границе Забайкальского домена, соответствующей п-ову Шандунь, в базальтах Линью временного интервала 19–10 млн лет назад влияние компонента подлитосферной конвектирующей мантии не проявлено, поэтому в координатах изотопов свинца

излившиеся выплавки из архейской литосферы выстроены вдоль линии, наклон которой соответствует возрасту 2.57 ± 0.17 млн лет [13].

Лавы полей Жингпоху и Куандиан, излившиеся на территории между Чангбайшанской и Хэйлунцзянской аномалиями, характеризуются сложным сочетанием компонентов (рис. 4 А, Б). Оно может отражать плавление изотопногетерогенной мантии или особые условия магмообразования, сложившиеся в зоне разломов Танлу и области ее влияния. Повышение концентраций Sr (снижение значений $10^3/Sr$) в расплавах Жингпоху, например, определялось уменьшением степени частичного плавления мантийного субстрата [23].

МОДЕЛИРОВАНИЕ СМЕШЕНИЯ КОМПОНЕНТОВ МАНТИЙНЫХ ИСТОЧНИКОВ

Количественные соотношения подлитосферного компонента источника IV с различными компонентами определялись посредством моделирования в координатах изотопных отношений Sr и Pb (рис. 4 Б).

Для смесей с различными изотопными отношениями и концентрациями микроэлементов справедлива формула:

$$R_C^i = [R_1^i X_1^i F + R_2^i X_2^i (1 - F)] / [X_1^i F + X_2^i (1 - F)],$$

где R_C^i , R_1^i , и R_2^i – изотопные отношения i -го элемента в смеси и в компонентах 1 и 2 соответственно, X_1^i и X_2^i – концентрации i -го элемента в компонентах 1 и 2, участвующих в смешении, F – доля первого компонента [21]. Мы предполагаем смешение общего компонента, проникающего в виде флюида в материал континентальной литосферной мантии или в надслэбовую порцию материала, оказавшуюся под континентальной окраиной.

Концентрации Sr и Pb в расплавах отличаются от концентраций в их источнике, поэтому для нахо-

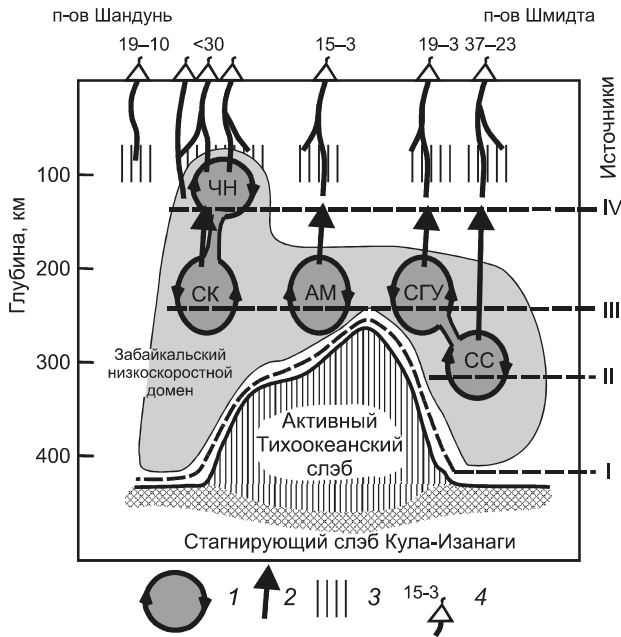


Рис. 5. Схематичный профиль соотношений источников конвектирующей мантии (II, III и IV) с подстилающим материалом надслэбовых источников плит Кула-Изанаги и Тихоокеанской (I) и материалом перекрывающей мантии.

Профиль проходит вдоль континентальной окраины Восточной Азии от п-ова Шандунь Северо-Восточного Китая до п-ова Шмидта Северного Сахалина. 1 – изотопная гомогенизация в конвектирующей «капле» локальной низкоскоростной аномалии (СС – Северо-Сахалинской, СГУ – Совгаванско-Удской, АМ – Амурской, СК – Северо-Корейской, ЧН – Чангбайшанской), аномалии СС–СГУ и СК–ЧН объединены между собой (см. текст); 2 – адиабатическое поднятие мантийного материала; 3 – участок плавления литосферы; 4 – время вулканической деятельности, млн лет назад (временной интервал извержений <30 млн лет назад, связанный с аномалиями СК и ЧН, характеризует в целом активность магматических процессов, предшествовавших позднекайнозойской субдукции Тихоокеанского слэба в Северо-Восточной Японии и сопровождавших ее). Для наглядности вертикальный масштаб схемы увеличен.

ждения последних используем модель равновесного частичного плавления. При моделировании смешения общего изотопно-обогащенного компонента источника IV с компонентами литосферной мантии L1, L2, L3 для простоты расчета долю расплава везде принимаем равной 2 %. Концентрации Sr и Pb в расплавах ограничиваем максимальными содержаниями этих элементов в лавах вулкана Хуошаошан (поле Удалянчи) и поля Нуоминхе. Принимаем модалный минеральный состав источника (оливин (Ol) 57 %, ортопироксен (Orx) 25 %, клинопироксен (Срх) 10 %, гранат (Grt) 5 %, флогопит (Phl) 3 %) и доли модалных минералов, вовлекающихся в плавление (Ol 20 %, Орх 20 %, Срх 40 %, Gt 10 %, Phl 10%). Плавающий материал литосферной мантии в нашей модели содержит гранат

и флогопит. Присутствие этих минералов в мантийных источниках лав континентальной окраины Азии предполагалось ранее [23, 59, 64]. Состав общего компонента: 700 мкг/г Sr, 15 мкг/г Pb, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.7052$, $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 17.55$. В литосферной мантии, участвующей в смешении с общим компонентом, принимаем $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в интервале от 0.7047 до 0.7052 и $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 17.00$. При расчете линии смешения таких компонентов получаем составы базальтов с наиболее высокими изотопными отношениями $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ при добавлении к плавящемуся материалу (т.е. к материалу литосферной мантии) до 2 % общего компонента.

Хотя в тыловой зоне дуги Северо-Восточной Японии имело место смешение надслэбового материала источника I только с низкостронциевым компонентом источника III (рис. 3 Г), нельзя исключить вероятности смешения материала источников I и IV под континентальной окраиной. Как уже отмечалось, на поле Жингпоху известны голоценовые лавы, обедненные высокозарядными элементами, что может интерпретироваться как следствие примешивания надслэбового компонента [23].

Смешение общего астеносферного компонента источника IV с надслэбовым материалом моделируем двумя трендами. Определяем модалный минеральный состав источника (Ol 40 %, Орх 17 %, Срх 30 %, Grt 8 %, Phl 5 %) и доли модалных минералов, вовлекающихся в плавление (Ol 20 %, Орх 10 %, Срх 50 %, Grt 10 %, Phl 10 %). В надслэбовом источнике получаем более высокие содержания клинопироксена и граната, чем в источнике литосферной мантии. Для надслэбового материала принимаем значения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.7034$ и $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 18.00-18.70$ в диапазоне значений изотопных отношений базальтов срединных хребтов Тихого океана: $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.7020-0.7035$, $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 17.5-19.7$ [28]. Отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.7034$ в источнике находится в соответствии с распределением фигуративных точек базальтов магматической дуги Северо-Восточной Японии временного интервала 30–20 млн лет назад на диаграмме $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} - 10^3/\text{Sr}$ (рис. 4 А), а интервал отношений $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ удовлетворительно аппроксимирует распределение фигуративных точек базальтов восточной окраины Азии рассчитанными линиями смешения (рис. 4 Б). В случае смешения общего астеносферного компонента источника IV со слэбовым компонентом, доля последнего может составлять до 98 %, и только 2 % будет приходиться на материал источника IV. Более вероятно происхождение тренда лав континентальной окраины (Северо-Восточного Китая, Северной и Южной Кореи) за счет смешения в различных пропорциях материала источников III и IV.

Результаты расчетов свидетельствуют об образо-

вании высококалийных расплавов внутренней части Азии в центральной части провинции Хэйлунцзян посредством добавки к материалу континентальной литосферной мантии от 2 до 9 % общего изотопно-обогащенного подлитосферного компонента. В умереннокалийных лавах континентальной окраины (в зоне разломов Тан-Лу) этот же компонент мог смешиваться в различных пропорциях с изотопно-обедненными компонентами, представляющими материал литосферной и подлитосферной мантии и/или надслэбовой области. Для идентификации этих компонентов необходимы дополнительные исследования.

ВЫПЛАВКИ ИЗ ЛИТОСФЕРНОЙ МАНТИИ В СООТНОШЕНИЯХ С РИФТОГЕННЫМ РАСТЯЖЕНИЕМ КОРЫ И ФОРМИРОВАНИЕМ ОСАДОЧНЫХ БАССЕЙНОВ

В районе порта Де-Кастри северной части Татарского пролива земная кора утонена и составляет менее 24 км, а по направлению к оз. Кади ее мощность возрастает до 30 км и более. Зона утоненной коры протягивается от порта Де-Кастри к югу вдоль континентального побережья приблизительно на 500 км. Мантийная часть литосферы Татарского пролива также утонена [3, 4].

По характеру деформаций осадков шельфа, прилегающего к материку, различаются три этапа растяжения и прогибания Северо-Татарского и Южно-Татарского бассейнов: 1) позднего эоцена(?)–олигоцен, 2) раннего миоцена–начала среднего миоцена и 3) позднего миоцена–раннего плиоцена [3]. На первом этапе формировалась система сбросов северо-восточного простирания, а затем происходили левосторонние смещения по этой же системе разрывов. Деформации первого этапа обусловлены северо-западным растяжением верхней части коры. Этим деформациям сопутствовали позднеолигоценовые извержения лав Северной зоны. Субмеридиональное простирание трещинной экструзии «вершинной» андезитовой постройки с датировкой ~23 млн лет [17] может свидетельствовать о внедрении заключительных расплавов Северного конвектирующего субдомена вдоль субмеридионального разрыва при его субширотном растяжении. После вулканического перерыва временного интервала 23–21 млн лет назад активизировался надслэбовый источник.

Эпизоды плавления литосферы с ее рифтогенным утонением были связаны с рубежами резких изменений в динамике подлитосферных субдоменов. Литосфера плавилась в начале и почти в конце позднеэоценового–олигоценового этапа динамической активности Северного конвектирующего субдомена: 1) 37–33 млн лет назад – над Южным конвектирующим

субдоменом под поднятием Окусири Японского моря, Юго-Западным Приморьем и Центральной зоной Восточного Сихотэ-Алиня, 2) 26–25 млн лет назад – над Северным конвектирующим субдоменом под п-овом Шмидта. Затем активизировалось плавление литосферы Лесогорской зоны 12–11 млн лет назад в обстановке перехода от ранне-среднемиоценового этапа динамической активности Южного конвектирующего субдомена к позднемиоценовому–раннеплиоценовому этапу взаимного проникновения и смешения материала Северного и Южного конвектирующих субдоменов. Этот этап завершился импульсом литосферного магматизма Лесогорской зоны 5–4 млн лет назад.

По данным бурения во впадине Ямато Японского моря, с учетом палеомагнитных материалов, предполагается растяжение коры во временном интервале 32–12 млн лет назад. Правосторонние сдвиговые смещения, рассредоточенные вдоль Татарского пролива [30, 51], могли способствовать эпизодической магматической проницаемости литосферы. События в Лесогорской зоне ~16, 12–11 и 5–4 млн лет назад коррелируются с событиями в тыловой области дуги Северо-Восточной Японии. Первый вулканический эпизод сопровождал спрединг Японского моря временного интервала 17–13 млн лет назад, второй – явился откликом на коллизию Курильской и Идзу–Бонинской дуг с дугой Северо-Восточной Японии временного интервала 14–12 млн лет назад [30, 32], а третий – совпал с усилением сжатия в Северо-Восточном Хонсю [48]. Около 4 млн лет назад начались мощные сдвиговые смещения на юго-западе о. Хоккайдо [55].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Для изучения глубинной динамики среднего-позднего кайнозоя Восточной Азии ключевое значение имеют контрастные соотношения компонентов в мантийных выплавках из подлитосферного (конвектирующего и надслэбового) и литосферного материала в лавах северной части Татарского пролива, Северо-Восточного Китая и Северо-Восточной Японии.

Выплавки из конвектирующей мантии (источников II и III) определены в Северном и Южном субдоменах Забайкальского низкоскоростного домена, сформировавшихся с гомогенизацией изотопно-обедненного материала под континентальной окраиной в результате локализации конвективных процессов на глубинах ~300 и 200–250 км. Изотопнообогащенные выплавки из конвектирующей мантии (источника IV) проявились над Забайкальским доменом (на глубине ~100 км) под внутренней частью континента в провинции Хэйлунцзян и сменяли выплавки Южного субдомена в южном направлении на территориях Се-

веро-Восточной Японии, Южного Приморья, Южной и Северной Кореи.

При латеральном переходе от одного источника конвектирующей мантии к другому осуществлялось частичное смешение их материала. В процессе активности Северного и Южного субдоменов неоднородная смесь источников II и III распространялась под структурной перемышкой между Северо-Татарским и Южно-Татарским бассейнами и сопредельными территориями во временном интервале 9.6–2.8 млн лет назад. Смешанный материал источников III и IV проявился перед образованием дуги о-вов Северо-Восточной Японии (30–18 млн лет назад) и в ходе ее активности (<15 млн лет назад), а также на континентальном побережье Японского моря.

Выплавки из надслэбовых частей мантии установлены для ~43.5, 23–17 и <15 млн лет назад. Первый эпизод был обусловлен активностью слэба Кула–Изанаги, угасавшей в северной части Татарского пролива. Второй свидетельствовал о переходе к активности Тихоокеанского слэба, с которой было пространственно связано в дальнейшем образование бассейнов Японского моря и структурной перемышки между Южно-Татарским и Северо-Татарским бассейнами. Интервал выплавок из области над Тихоокеанским слэбом < 15 млн лет назад выражен в тыловой зоне дуги Северо-Восточной Японии. В интервале 15–6 млн лет назад надслэбовый компонент источника I поступал здесь в смеси с низкостронциевым компонентом источника III Южного конвектирующего субдомена континентальной окраины. В последние 4.4 млн лет надслэбовый компонент стал преобладающим. Материал источника IV, поступающий в тыловой зоне дуги в интервале 30–18 млн лет назад в смеси с материалом источника III, претерпел здесь изменения в интервале 18–9 млн лет назад с дальнейшим прекращением поступления, хотя на континентальной окраине (в Южной и Северной Корее с сопредельной частью Китая) источник IV по-прежнему сохранял активность.

С рубежами резкой смены подлитосферной динамики континентальной окраины связаны эпизоды плавления литосферы с ее рифтогенным утонением 37–33, 26–25, 12–11 и 5–4 млн лет назад.

Мы предполагаем, что конвекция Северного и Южного субдоменов континентальной окраины явилась следствием мантийной нестабильности, вызванной импульсами погружения слэбов. Надслэбовая активизация ~43.5 млн лет назад выразилась в поступлении выплавок из конвектирующей мантии 37–23 млн лет назад в Северном субдомене, а надслэбовая активизация 23–17 млн лет назад – в поступле-

нии подобных выплавок из конвектирующей мантии 19–12 млн лет назад в Южном субдомене.

Работа выполнена при финансировании РФФИ (проект 12–05–31175 мол_а).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Брандт И.С., Рассказов С.В., Попов В.К., Брандт С.Б. Калиевая специфика базальтов Синеутесовской впадины: геохимические корреляции и проблемы калий–аргонового датирования (Южное Приморье) // Тихоокеан. геология. 2009. Т. 28, № 4. С. 75–89.
2. Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России: в 2-х кн. / Под ред. А.И. Ханчука. Владивосток: Дальнаука, 2006. 981 с.
3. Геология, геодинамика и перспективы нефтегазоносности осадочных бассейнов Татарского пролива / А.Э. Жаров, Г.Л. Кириллова, Л.С. Маргулис и др.; отв. ред. Г.Л. Кириллова Владивосток: ДВО РАН, 2004. 220 с.
4. Карта вулканотектонических структур прибрежно-материковой части Дальнего Востока СССР. 1:1500000 / Гл. ред.: Н.А. Шило, Ю.А. Косыгин. М., 1982.
5. Мартынов Ю.А. Геохимия базальтов активных континентальных окраин и зрелых островных дуг (на примере Северо-Западной Пацифики). Владивосток: Дальнаука, 1999. 218 с.
6. Парфенов Л.М., Берзин Н.А., Ханчук А.И., Бадарч Г., Беличенко В.Г., Булгатов А.Н., Дриль С.И., Кириллова Г.Л., Кузьмин М.И., Ноклеберг У., Прокопьев А.В., Тимофеев В.Ф., Томуртоого О., Янь Х. Модель формирования орогенных поясов Центральной и Северо-Восточной Азии // Тихоокеан. геология. 2003. Т. 22, № 6. С. 7–41.
7. Рассказов С.В., Саранина Е.В., Мартынов Ю.А. Импульсный подъем мантийных диапиров в Япономорской и Байкальской подвижных системах // Проблемы геодинамики и прогноза землетрясений. Хабаровск: ИТиГ ДВО РАН, 2001. С. 139–156.
8. Рассказов С.В., Саранина Е.В., Демонтерова 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.
9. Рассказов С.В., Логачев Н.А., Кожевников В.М., Яновская Т.Б. Ярусная динамика верхней мантии Восточной Азии: соотношения мигрирующего вулканизма и низкоскоростных аномалий // Докл. РАН. 2003. Т. 390, № 1. С. 90–95.
10. Рассказов С.В., Приходько В.С., Саранина Е.В., Масловская М.Н., Ясныгина Т.А., Семенова В.Г., Травин А.В. Пространственно–временные вариации мантийных и коровых компонентов в позднекайнозойских вулканических породах Среднеамурской впадины, Юго-Восток России // Тихоокеан. геология. 2003. Т. 22, № 3. С. 3–27.
11. Рассказов С.В., Саранина Е.В., Мартынов Ю.А., Чашин А.А., Максимов С.О., Брандт И.С., Брандт С.Б., Масловская М.Н., Коваленко С.В. Развитие позднекайнозойского магматизма активной континентальной окраины Южного Приморья // Тихоокеан. геология. 2003. Т. 22, № 1. С. 92–109.
12. Рассказов С.В., Ясныгина Т.А., Саранина Е.В., Масловская М.Н., Фелелов Н.Н., Брандт И.С., Брандт С.Б., Коваленко С.В., Мартынов Ю.А., Попов В.К. Кайнозойский магматизм Юго-Западного Приморья: импульсное плавление мантии и коры // Тихоокеан. геология. 2004. Т. 23, № 6. С. 3–31.

13. Рассказов С.В., Брандт С.Б., Брандт И.С. и др. Радиоизотопная геология в задачах и примерах. Новосибирск: Изд-во СО РАН, Фил. "Гео", 2005. 288 с.
14. Рассказов С.В., Мельников О.А., Рыбин А.В., Гурьянов В.А., Ясныгина Т.А., Брандт И.С., Брандт С.Б., Саранина Е.В., Масловская М.Н., Фефелов Н.Н., Жаров А.Э. Пространственная смена глубинных источников кайнозойских вулканических пород западного побережья Южного Сахалина // Тихоокеан. геология. 2005. Т. 24, № 2. С. 10–32.
15. Рассказов С.В., Симаненко В.П., Малиновский А.И., Ясныгина Т.А. Геохимическая эволюция позднеэоцен–олигоценового магматизма п-ова Шмидта, Северный Сахалин // Геология и геофизика. 2007. Т. 48, № 3. С. 317–329.
16. Рассказов С.В., Чувашова И.С., Ясныгина Т.А. и др. Слэбовые и надслэбовые позднекайнозойские выплавки в зонах конвергентных границ Азии и Восточном Хангае, Центральная Монголия // Изв. Иркутск. гос. ун-та. Сер. Науки о Земле. 2008. № 1. С. 129–149.
17. Рассказов С.В., Приходько В.С., Ясныгина Т.А., Фефелов Н.Н., Саранина Е.В., Войнова И.П., Брандт С.Б. Мантийные источники вулканических пород активной континентальной окраины: средний–поздний кайнозой района оз. Кизи (Восточный Сихотэ-Алинь) // Тихоокеан. геология. 2010. Т. 29, № 5. С. 94–121.
18. Рассказов С.В., Ясныгина Т.А., Фефелов Н.Н., Саранина Е.В. Геохимическая эволюция средне–позднекайнозойского магматизма в северной части рифта Рио-Гранде, Запад США // Тихоокеан. геология. 2010. Т. 29, № 1. С. 15–43.
19. Рассказов С.В., Чувашова И.С., Лиу Я. и др. Соотношения компонентов литосферы и астеносферы в позднекайнозойских калиевых и калинатровых лавах провинции Хейлунцзян, Северо-Восточный Китай // Петрология. 2011. № 6. С. 599–631.
20. Сигимура А. Состав первичных магм и сейсмичность мантии Земли в области островных дуг (предварительная заметка) // Окраины континентов и островные дуги / Труды симпозиума / Под ред. У.Х. Пула. М.: Изд-во Мир, 1970. С. 263–270.
21. Фор Г. Основы изотопной геологии. М.: Мир, 1989. 590 с.
22. Ханчук А.И. Палеогеодинамический анализ формирования рудных месторождений Дальнего Востока России // Рудные месторождения континентальных окраин. Владивосток: Дальнаука, 2000. С. 5–34.
23. Чувашова И.С., Рассказов С.В., Ясныгина Т.А. и др. Голоценовый вулканизм в Центральной Монголии и Северо-Восточном Китае: асинхронное декомпрессионное и флюидное плавление мантии // Вулканология и сейсмология. 2007. № 6. С. 19–45.
24. Чувашова И.С., Рассказов С.В., Лиу Я. и др. Изотопно-обогатенные компоненты в эволюции позднекайнозойского калиевого магматизма провинции Хейлонгджанг, Северо-Восточный Китай // Изв. Иркутск. гос. ун-та. Сер. Науки о Земле. 2009. Т. 2, № 2. С. 181–198.
25. Christiansen R.L., Foulger G.R., Evans J.R. Upper-mantle origin of the Yellowstone hotspot // Geol. Soc. Amer. Bull. 2002. V. 114. P. 1245–1256.
26. Gudmundsson O., Sambridge M. A regionalized upper mantle (RUM) seismic model // J. Geophys. Res. 1998. V. 104. P. 28803–28812.
27. Fukao Y., Obayashi M., Inoue H., Nebai M. Subducting slabs stagnant in the mantle transition zone // J. Geophys. Res. 1992. V. 97. P. 4809–4822.
28. Hofmann A.W. Sampling mantle heterogeneity through oceanic basalts: isotopes and trace elements. Treatise on geochemistry. V. 2. The mantle and core / (R.W. Carlson (ed.)) Carnegie Institution of Washington Department of Terrestrial Magnetism. Washington: Elsevier, 2003. P. 61–102.
29. Hoshi H., Takahashi M. Miocene counterclockwise rotation of Northeast Japan: a review and new model // Bull. Geol. Surv. Jap. 1999. V. 50. P. 3–16.
30. Jolivet L., Tamaki K., Fournier M. Japan Sea opening history and mechanism: A synthesis // J. Geophys. Res. 1994. V. 99. P. 22237–22259.
31. Kumagai I., Davaille A., Kuruta K. Successful and failed plumes: the Icelandic case // Geophys. Res. Abstr. 2007, V. 9. P. 04028.
32. Kusunoki K., Kimura G. Collision and extrusion at the Kuril–Japan junction // Tectonics. 1998. V. 17. P. 843–858.
33. Lei J., Zhao D. P-wave tomography and origin of the Changbai intraplate volcano in Northeast Asia // Tectonophysics. 2005. V. 397. P. 281–295.
34. Liu J., Taniguchi H. Active volcanoes in China // Northeast Asian Studies. 2001. V. 6. P. 173–189.
35. Liu J., Han J., Fyfe W.S. Cenozoic episodic volcanism and continental rifting in northeast China and possible link to Japan Sea development as revealed from K–Ar geochronology // Tectonophysics. 2001. V. 339. P. 385–401.
36. Maruyama S., Santosh M., Zhao D. Superplume, supercontinent, and post-perovskite: Mantle dynamics and anti-plate tectonics on the core–mantle boundary // Gondwana Res. 2007. V. 11. P. 7–37.
37. Menzies M.A. Cratonic, circumcratonic and oceanic mantle domains beneath the eastern United States // J. Geophys. Res. 1989. V. 94. N B6. P. 7899–7915.
38. Ohki J., Watanabe N., Shuto K., Itaya T. Shifting of the volcanic fronts during Early to Late Miocene in the Northeast Japan arc // The Island Arc. 1993. V. 2. P. 87–93.
39. Ohki J., Shuto K., Kagami H. Middle Miocene bimodal magmatism by asthenospheric upwelling: Sr and Nd isotopic evidence from the back-arc region of the Northeast Japan arc // Geochem. J. 1994. V. 28, N 6. P. 473–487.
40. Okamura S., Arculus R.J., Martynov Y.A. et al. Multiple magma sources involved in marginal-sea formation: Pb, Sr, and Nd isotopic evidence from Japan Sea region // Geology. 1998. V. 26. № 7. P. 619–622.
41. Okamura S., Sekine H., Arai K. et al. K–Ar ages and geochemistry of the Cenozoic volcanic rocks from Hamamasu area, central Hokkaido, Japan – temporal changes in magma geochemistry resulted from tectonics of arc–arc junction // J. Geol. Soc. Japan. 2000. V. 106. N 5. P. 330–346.
42. Okamura S., Arculus R.J., Martynov Y.A. Cenozoic magmatism of the north-eastern Eurasian margin: the role of lithosphere versus asthenosphere // J. Petrol. 2005. V. 46, N 2. P. 221–253.
43. Otofujii Y.-I. Large tectonic movement of the Japan Arc in late Cenozoic times inferred from paleomagnetism: review and synthesis // The Island Arc. 1996. V. 5. P. 229–249.
44. Otofujii Y.-I., Sato K., Iba N. et al. Cenozoic northward translation of the Kitakami massif in northeast Japan: paleomagnetic evidence // EPSL. 1997. V. 153. P. 119–112.
45. Rasskazov S., Taniguchi H., Goto A., Litasov K. Magmatic expression of plate subduction beneath East Asia in the Mesozoic through Cenozoic // Northeast Asian Studies. 2004. V. 9. P. 179–219.

46. Rasskazov S., Taniguchi H. Magmatic response to the Late Phanerozoic plate subduction beneath East Asia / CNEAS Monograph Series No. 21. Tohoku University, Japan, 2006. 156 p.
47. Ritsema J., van Heijst H. New seismic model of the upper mantle beneath Africa // *Geology*. 2000. V. 28. N 1. P. 63–66.
48. Sato H. The relationship between late Cenozoic tectonic events and stress field and basin development in northeast Japan // *J. Geophys. Res.* 1994. V. 99. P. 22261–22274.
49. Sato M., Shuto K., Yagi M. Mixing of asthenospheric and lithospheric mantle-derived basalt magmas as shown by along-arc variation in Sr and Nd isotopic compositions of Early Miocene basalts from back-arc margin of the NE Japan arc // *Lithos*. 2007. V. 96. P. 453–474.
50. Shuto K., Ohki J., Kagami H. et al. The relationships between drastic changes in Sr isotope ratios of magma sources beneath the NE Japan arc and the spreading of the Japan Sea back-arc basin // *Mineralogy and Petrology*. 1993. V. 49. P. 71–90.
51. Tamaki K., Suyehiro K., Allan J. et al. Tectonic synthesis and implications of Japan Sea ODP drilling // *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific results*. 1992. V. 127–128. Pt. 2. P. 1333–1348.
52. Tatsumi Y., Hamilton D.I., Nesbitt R.W. Chemical characteristics of fluid phase released from a subducted lithosphere and origin of arc magmas: evidence from high pressure experiments and natural rocks // *J. Volcanol. Geothermal Res.* 1986. V. 29. P. 293–309.
53. Tatsumi Y. Migration of fluid phases and generation of basalt magmas in subduction zones // *J. Geophys. Res.* 1989. V. 94 (B4). P. 4697–4704.
54. Tatsumi Y., Maruyama S., Nohda S. Mechanism of backarc opening in the Japan Sea: role of asthenospheric injection // *Tectonophysics*. 1990. V. 181. P. 299–306.
55. Watanabe Y. Late Cenozoic metallogeny of Southwest Hokkaido, Japan // *Resource Geol.* 2002. V. 52. P. 191–210.
56. Wee S.M. Geochemistry and isotopic systematics of Cenozoic alkaline volcanic rocks in Korea and NE China // *N. Jb. Miner. Abh.* 2002. B. 177, H. 3. P. 213–240.
57. Yamamoto K., Shuto K., Watanabe N. et al. K-Ar ages of the Tertiary volcanic rocks from Okushiri island and the petrological characters of the Oligocene to Early Miocene volcanic rocks from the Northeastern Japan arc and the surrounding areas // *J. Miner., Petrol. and Econ. geology*. 1991. V. 86. P. 507–521.
58. Yanovskaya T.B., Kozhevnikov V.M. 3D S-wave velocity pattern in the upper mantle beneath the continent of Asia from Raleigh wave data // *Phys. Earth. Planet. Inter.* V. 138. P. 263–278.
59. Zhang M., Suddaby P., Thompson R.N. et al. Potassic rocks in NE China: geochemical constraints on mantle source and magma genesis // *J. Petrol.* 1995. V. 36, N 5. P. 1275–1303.
60. Zhang Z., Feng C., Li Z. et al. Petrochemical study of the Jingpohu Holocene alkali basaltic rocks, northeastern China // *Geochem. J.* 2002. V. 36. P. 133–153.
61. Zhao D. Global tomographic images of mantle plumes and subducting slabs: insight into deep earth dynamics // *Phys. Earth. Planet. Inter.* 2004. V. 146. P. 3–34.
62. Zhao D., Tian Y., Lei J. et al. Seismic image and origin of the Changbai intraplate volcano in East Asia: Role of big mantle wedge above the stagnant Pacific slab // *Phys. Earth and Planet. Inter.* 2009. V. 173. P. 197–206.
63. Zou H., Zindler A., Xu X., Qi Q. 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, N 1–2. P. 33–47.
64. Zou H., Reid M.R., Liu Y. et al. Constraints on the origin of historic potassic basalts from northeast China by U–Th disequilibrium data // *Chem. Geol.* 2003. V. 200. P. 189–201.
65. Zou H., Fan Q., Yao Y. U–Th systematics of dispersed young volcanoes in NE China: Asthenosphere upwelling caused by piling up and upward thickening of stagnant Pacific slab // *Chem. Geol.* 2008. V. 255. P. 134–142.

Рекомендована к печати А.В. Колосковым

S.V. Rasskazov, T.A. Yasnygina, I.S. Chuvashova

Mantle sources of the Cenozoic volcanic rocks of East Asia: Derivatives of slabs, sublithospheric convection and lithosphere

A spatial-temporal analysis of the trace elements and Sr isotopic composition ratios was made for volcanic rocks of the Middle-Late Cenozoic continental margin of East Asia. Heterogeneity of sublithospheric mantle was characterized with establishing active sources of supraslab parts of the mantle, Southern and Northern sublithospheric convective subdomains of the Trans-Baikalian low-rate domain at the deep-sea level of 410–200 km. The supply of the isotope homogenous material of convective subdomains was replaced in space and time by the supply of the material of mixed composition. Highly isotope-depleted material was supplied from the mantle areas above the Kula-Izanagi and Pacific slabs ~43.5, 23–17 and < 15 Ma ago, moderately isotope-depleted material – from Northern and Southern convective subdomains ~ 37, 31–23, ~ 16 Ma ago and 1912 Ma ago, respectively. Similar convective but less deep isotope-enriched material was observed in mixed material from the Southern convective subdomain in NE Japan arc in the range of 30 to 9 Ma ago, and in the central Heilongjiang Province, NE China, in the mixtures with isotope-enriched material of the lithosphere < 9.6 Ma ago. Lithospheric melts were erupted at the boundaries of abrupt changes in the dynamics of the sublithospheric convective subdomains.

Keywords: Cenozoic, basalts, trace elements, Sr isotopes, East Asia.