УДК 552.3:551.14 + 550.93 (51)
https://doi.org/10.26516/2541-9641.2022.3.64

Радиоизотопные исследования позднекайнозойских вулканических пород Азии и Северной Америки: источники вулканизма глобального, регионального и локального значения

И.С. Чувашова [1,2], С.В. Рассказов [1,2], Т.А. Ясныгина [1], Е.В. Саранина [1,3]

[1] *Институт земной коры СО РАН, Иркутск, Россия*
[2] *Иркутский государственный университет, Иркутск, Россия*
[3] *Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, г. Иркутск, Россия*

Аннотация. Глобальное значение имеют источники позднекайнозойских вулканических пород, обозначенные быстрыми и медленными аномалиями нижней мантии: ASITA, SOPITA, AFITA и NAITA. ASITA характеризует расплавные аномалии протомантии LOMU–ELMU нижнемантийного высокоскоростного остова Азии ранней мантийной геодинамической эпохи. SOPITA и AFITA маркированы плюмовым компонентом HIMU, который генерировался в низкоскоростной нижней мантии юга Тихого океана и Африки в среднюю мантийную геодинамическую эпоху, около 2 млрд лет назад. NAITA обозначает процессы генерации высокоскоростной нижнемантийной аномалии Северной Америки в позднюю геодинамическую эпоху. Региональное значение имеют подлитосферные источники Азии, характеризующиеся единой геохимической структурой вулканических пород крупных вулканических областей, образующихся в ходе эволюции однородных протомантийных глубинных резервуаров. Пример – источники Уланхада-Ханнуобинской и Абага-Даригангской вулканические области, обозначающие пространственный переход от протомантийного резервуара LOMU первой из них к протомантийному резервуару ELMU второй. Локальные источники вулканов проявляются в ограниченных объемах выплавок неоднородной литосферы. Пример – источники вулканического поля Удаляньчи, на котором сначала, во временном интервале 2.5–0.8 млн лет назад, проявился материал источников Лаошантоу и Гелацю с единым возрастом 1.88 млрд лет, а затем, в ходе пространственно-временной эволюции вулканизма в последние 0.6 млн лет, материал этих источников смешивался с более молодым литосферным материалом.

Ключевые слова: *^{207}Pb–^{206}Pb датирование, вулканические породы, кайнозой, Азия, Северная Америка.*

Radiogenic Isotope Studies of Late Cenozoic Volcanic Rocks from Asia and North America: Sources of Volcanism of Global, Regional, and Local Significance

I.S. Chuvashova [1,2], S.V. Rasskazov [1,2], T.A. Yasnygina [1], E.V. Saranina [1,3]

[1] *Institute of the Earth's Crust SB RAS, Irkutsk, Russia*
[2] *Irkutsk State University, Irkutsk, Russia*
[3] *Institute of Geochemistry, Russian Academy of Sciences, A.P. Vinogradov SB RAS, Irkutsk, Russia*

Abstract. Of global importance are sources of Late Cenozoic volcanic rocks, indicated by fast and slow anomalies of the lower mantle: ASITA, SOPITA, AFITA, and NAITA. ASITA characterizes the LOMU–ELMU protomantle melt anomalies of the lower mantle high velocity skeleton of Asia during the early mantle geodynamic epoch. SOPITA and AFITA are marked by the HIMU plume component, which was generated in the low-velocity lower mantle of the South Pacific and Africa during the middle mantle geodynamic epoch, about 2 Ga. NAITA denotes processes of generation of the North American high-velocity lower-mantle anomaly in the late geodynamic epoch. Of regional importance are sub-

lithospheric sources that are characterized by a common geochemical structure of volcanic rocks of large volcanic regions, formed due to the evolution of homogeneous proto-mantle deep reservoirs. An example is sources of the Wulanhada-Hannuoba and Abaga-Dariganga volcanic regions, marking the spatial transition from the LOMU proto-mantle reservoir of the former to the ELMU one of the latter. Local sources of volcanoes are displayed in limited volumes of melts from the heterogeneous lithosphere. An example is sources of the Wudalianchi volcanic field, on which, at first, in the time interval of 2.5–0.8 Ma, the material of the Laoshantou and Gelaqiu sources with a common age of 1.88 Ga occurred, and then, during the spatial-temporal evolution of volcanism in the last 0.6 Ma, the material from these sources was mixed with a younger lithospheric material.

Keywords: *^{207}Pb–^{206}Pb dating, volcanic rocks, Cenozoic, Asia, North America.*

Введение

Процессы эволюции Земли имели разные масштабы. Преувеличение значения одних и преуменьшение значения других ведёт к искажённому пониманию сути геологических явлений. Нужны критерии оценки конечных объемов происходивших геологических изменений. Обнажённые на земной поверхности геологические тела верхней коры картируются непосредственно и объединяются в области или выстраиваются в линейные зоны разного порядка. Для изучения геологических тел глубинных частей литосферной и подлитосферной частей мантии и коры, недоступных для непосредственных наблюдений, используются косвенные данные о протолитах источников извергнутых магматических расплавов и о составе вынесенных ими на земную поверхность глубинных включений.

Согласование датировок процессов, реконструированных в мантии, с моделями глобальной эволюции Земли составляет в настоящее время суть развития теории ее эволюции (Allègre, 1997, 2002). В эволюционном смысле выстраивается систематика источников вулканических пород, в которой решается, прежде всего, главный вопрос: когда образовался вовлеченный в плавление глубинный материал мантии и коры? С пониманием времени геологического процесса разрабатываются гипотезы о характере их пространственно-временной эволюции в обозначенном геологическом прошлом (Rasskazov et al., 2020a). Если в микроэлементном отношении вулканические породы подобны базальту океанических островов (OIB, Ocean Island Basalt), существует вероятность происхождения извергнутого вулканического материала из-под континентальной литосферы: астеносферы верхней мантии, материала плюма, поднимающегося от границы ядро–мантия (Morgan, 1971) или материала расплавной аномалии, генерирующейся в верхней мантии или переходном слое мантии 410–660 км. Термин «расплавная аномалия» (melting anomaly) был предложен в 1974 г. Х.Р. Шоу и Д.Е. Джексоном для обозначения малоглубинного магматизма, связанного с верхнемантийными низкоскоростными аномалиями и используется в случае, если данные о происхождении магматических расплавов с границы ядро–мантия отсутствуют. Если вулканические породы отличаются от OIB, извергнутый материал может быть производным плавления литосферы. Источники изотопно-гомогенного астеносферного материала проявляются в виде общего компонента, сочетающегося с различными литосферными компонентами–примесями в породах локальных вулканических полей на площади с поперечником в десятки км, или вулканических областей, перекрывающих территории с поперечником в сотни км. Вспомогательную роль играют модели сейсмической томографии, в которых может проявляться интегральный характер глубинных аномалий, создававшихся на протяжении длительного времени. Нужно иметь критерии для вычленения глубинной составляющей, характеризующей процессы новейшего геодинамического этапа.

Генетическая общность мантийного материала источника вулканических пород в отдельном лавовом потоке, на вулкане или вулканическом поле предполагает изохронные соотношения между мантийными или коровыми компонентами, вовлечёнными в плавление. Полная изотопная гомогенизация источника, выводящая радиоизотопную систему на начальное отношение изохроны, может достигаться в результате плавления и

конвективного перемешивания материала и/или в результате сильного метасоматоза под действием мощного глубинного потока флюидов. Возрастные оценки времени инкубации материала в мантийных источниках вулканических пород осуществляются в основном в U–Pb, Sm–Nd и Rb–Sr-изотопных системах.

Время инкубации и характер материала глубинного источника вулканических пород в U–Pb-изотопной системе оценивается по распределению фигуративных точек на диаграмме изотопных отношений ураногенного Pb ($^{207}Pb/^{204}Pb$ – $^{206}Pb/^{204}Pb$). Материнские изотопы ^{238}U и ^{235}U, дочерние изотопы ^{206}Pb и ^{207}Pb в любых геологических средах кинетически неразделимы между собой, поэтому по изохронным соотношениям изотопов Pb извергнутые вулканические породы интерпретируются как результат глубинного плавления одновозрастного субстрата. Если магматический расплав отделяется из гомогенного источника, совокупность точек диаграммы изотопных отношений ураногенного Pb образует компактное изометричное фигуративное поле. Дифференциация источника по значениям $^{238}U/^{204}Pb$ (μ) выражается с течением времени в накоплении ураногенных изотопов ^{206}Pb и ^{207}Pb, дающих на диаграмме изотопных отношений $^{207}Pb/^{204}Pb$ – $^{206}Pb/^{204}Pb$ изохронный строй точек. Имеются случаи линейного распределения точек в результате смешения магматических расплавов из источников с разными изотопными отношениями Pb. Если серии точек источников не вписываются в общий тренд, изохроны не получается.

Генеральная систематика мантийных источников вулканических пород Азии выстраивается по изотопным отношениям Pb в U-содержащей системе, также как в системе без U, с учётом полного расплавления мантии ранней Земли (Rasskazov et al., 2010, 2020a). В модели Земли переменной вязкости, как основы генеральной систематики мантийных источников вулканических пород, предполагается проявление в их компонентном составе, прежде всего, валового состава протомантии, образовавшейся при остывании гадейского магматического планетарного океана. При изложении результатов исследований сначала определяется положение траекторий вязкой протомантии, а затем выстраивается последующая мантийная эволюция региона.

При построении изохрон в Sm–Nd- и Rb–Sr-изотопных системах в геохронометрической практике используются измеренные отношения изотопов ($^{143}Nd/^{144}Nd$, $^{87}Sr/^{86}Sr$) и отношения радионуклидов разных стабильных химических элементов ($^{147}Sm/^{144}Nd$, $^{87}Rb/^{86}Sr$). При датировании неоднородного источника определяются концентрации химических элементов, меняющиеся в зависимости от степени частичного плавления, поэтому для построения вторичной изохроны материала источника должна вводиться поправка с учетом коэффициентов распределения минерал–расплав, что вносит неопределенность в построение изохроны. Для получения ориентировочных возрастных оценок об источниках вулканических пород, часто не претендующих на изохронность по изотопным отношениям $^{143}Nd/^{144}Nd$, $^{87}Sr/^{86}Sr$, проводятся модельные построения, исходя из предположения о плавлении протолита первородного мантийного материала либо комплементарности выплавок гипотетическому источнику базальта срединного океанического хребта (MORB). Как правило, обе модели дают возрастные оценки, существенно отличающиеся от результатов, полученных по изохронам.

В настоящей статье сначала приводится обзор работ по датированию глубинных источников вулканических пород на юго-западе Северной Америки и в Азии, а затем результаты ^{207}Pb-^{206}Pb-датирования источников вулканических пород используются для обоснования глобального, регионального и локального значения их источников.

Источники вулканических пород на юго-западе Северной Америки

На западе США установлена пространственная согласованность вторичных изохрон изотопов свинца позднекайнозойских вулканических пород с возрастом верхнекоровых пород, обнажённых на поверхности. В то же время предполагается, что вулканизм развивался в коре и разноглубинной

гетерогенной мантии, включая ее литосферную и астеносферную составляющие.

В качестве представительного состава обедненного астеносферного источника принимается изотопный состав $^{87}Sr/^{86}Sr$ – 0.7029–0.7032 и ∈Nd – +8...+9 четвертичных щелочных базальтов вулканического поля Джеронимо (юг Провинции Бассейнов и Хребтов в штате Аризона). По содержаниям микроэлементов эти породы подобны базальтам океанических островов (OIB) (Menzies, 1990; Menzies et al., 1983, 1991). Породы Джеронимо соответствуют подлитосферному компоненту А (астеносферный), характеризующемуся высокими изотопными отношениями свинца: $^{206}Pb/^{204}Pb$ ~ 18.9–19.6, $^{207}Pb/^{204}Pb$ – 15.5–15.6, $^{208}Pb/^{204}Pb$ – 38.5. По этим характеристикам компонент А не может относиться к DMM, поскольку последний, по определению, характеризуется низкими изотопными отношениями свинца. Компонент А подобен общему составу, выделенному в океанических базальтах как состав FOZO (Focal Zone) или С (Common) (Rasskazov et al., 2010).

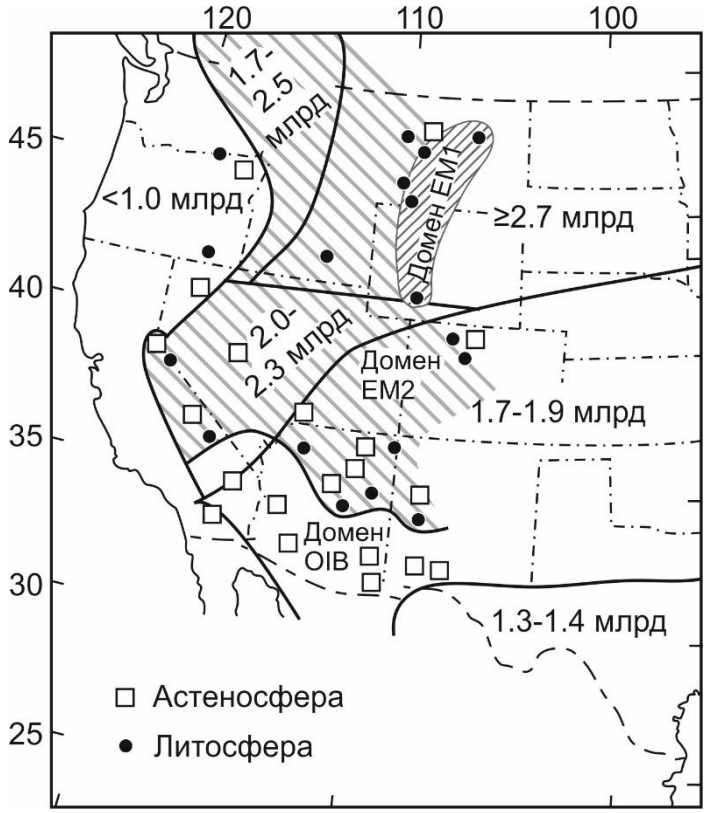

Рис. 1. Схематичное распределение доменов литосферы и астеносферы (по вулканическим породам) относительно «верхнекоровых» возрастных провинций ((Menzies, 1989) с изменениями). Кратонная область компонента, подобного EM1, в основном представлена вулканическими породами, извергнутыми через архейскую кору (>2.7 млрд лет назад). Циркумкратонный домен компонента, подобного EM2, вносит вклад в магмообразование на всей территории постархейской коры, за исключением юга, где преобладает домен океанического материала. Океанические астеносферные источники (OIB) представляют собой преимущественно вулканические породы, извергавшиеся через протерозойскую кору, в основном на юге, где высокий тепловой поток и малая мощность коры облегчали выход астеносферных расплавов на поверхность.

Fig. 1. Schematic lithospheric and asthenospheric domain distribution (based on volcanic rock data) relative to "upper crustal" age provinces (Menzies, 1989). Subcratonic domain EMI is primarily tapped by volcanic rocks erupted through Archean crust (>2.7 Ga). Circumcratonic domain EM2 is a contributory domain to magmagenesis throughout the area of post-Archean crust except in the south, where OIB domains are dominant. Suboceanic asthenospheric sources (OIB) are primarily tapped by volcanic rocks erupted through Proterozoic crust, particularly in the south, where high heat flow and thin crust facilitate the passage of asthenospheric melts to the surface.

Одна из схематичных интерпретаций распространения вулканических доменов литосферы и астеносферы, вписывающихся в геологическую структуру запада США, представлена на рис. 1. В этой интерпретации для континентальных вулканических пород используется изотопная систематика конечных компонентов океанических базальтов, имеющая генетическое значение (Dickin, 2005), хотя речь идет об источниках протолитов континентальной литосферы и подлитосферной мантии. В схеме рис. 1 используются обозначения EM1 и EM2, принятые в работе (Menzies, 1989) для компонентов континентальной литосферной мантии, которые *подобны* по своему составу (но не по генезису) компонентам OIB.

Первостепенное значение имеет возрастная смена источников в процессе образования Скалистых гор, тектогенеза и магматизма Бассейнов и Хребтов. Позднемеловое и эоценовое сжатие литосферы (орогенез) и быстрая субдукция сменялись растяжением литосферы и пост-орогенным коллапсом. В пространственно-временном развитии магматизма территории различаются три этапа: 1) этап последовательного продвижения магматизма среднего-кислого состава от окраины в глубь континента 120–35 млн лет назад, 2) этап смены магматизма среднего-кислого состава базальтовым магматизмом 33–15 млн лет назад и 3) этап распространения преимущественно базальтового магматизма в последние 15–13 млн лет. Этапы отчетливо выражены южнее 35° с.ш. (Seager et al., 1984) (рис. 2).

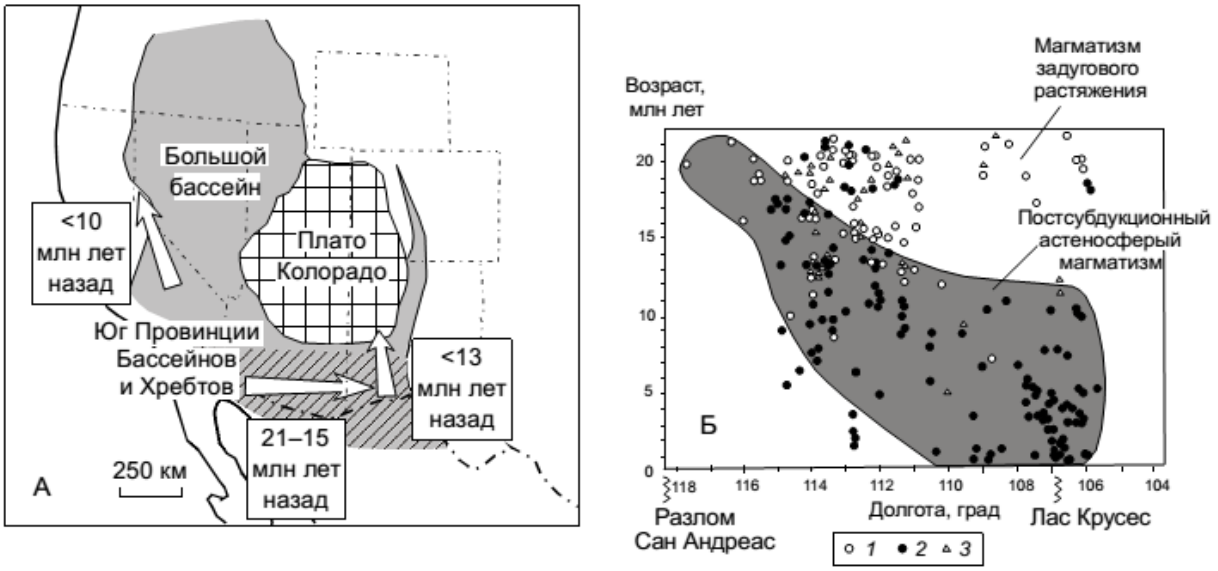

Рис. 2. Пространственно-временное распространение области поднятия астеносферного материала на Западе США ((Рассказов и др., 2010) и ссылки в этой работе). 1– щелочные оливиновые базальты; 2– андезибазальты; 3– дациты и риолиты. На рис. А направления распространения базальтов с астеносферными характеристиками показаны стрелочками. На рис. Б показаны вариации K–Ar датировок вулканических пород от основного до кислого состава в южной части Провинции Бассейнов и Хребтов. На диаграмме выделено поле точек, соответствующее распространению астеносферных выплавок в восточном направлении южнее 35° с. ш. (на рис. А область выделена косой штриховкой). Точки, расположенные выше поля астеносферных выплавок, характеризуют задуговое растяжение (Seager et al., 1984).

Fig. 2. Spatial-temporal distribution of the uplift of asthenospheric material in the Western United States ((Рассказов и др., 2010) and references therein). 1– alkaline olivine basalts; 2– basaltic andesites; 3– dacites and rhyolites. On Fig. A, the propagation of basalts with asthenospheric characteristics are shown by arrows. Shown on Fig. B are variations in K–Ar ages of volcanic rocks from basic to felsic in the southern part of the Basin and Range Province. The diagram indicates a field of points corresponding to the distribution of asthenospheric melts in an easterly direction south of 35°N (in Fig. A, the area is highlighted with oblique shading). Data points, located above the field of asthenospheric melts, characterize backarc extension (Seager et al., 1984).

Изменение термального состояния литосферы отражено в возрастной смене источников в южной части рифта Рио-Гранде (южной части штата Нью-Мексико) (McMillan et al., 2000). Составы магматических пород свидетельствуют об общем смещении магматических очагов на протяжении кайнозоя от литосферы к астеносфере, от верхней коры к нижней и, наконец, к незначительному вовлечению в плавление континентальной коры. Начало растяжения коры около 36 млн лет назад совпало с началом бимодального вулканизма (среднетретичной вспышки игнимбритов (Lipman, 2007) и образованием полуграбенов после короткого эпизода вулканизма, связанного с пост-ларамийской субдукцией. Олигоценовые породы основного состава имеют содержания несовместимых микроэлементов, сходные с содержаниями в современных базальтах континентальной дуги (низкие содержания Nb, Ta и Ti; высокие отношения Rb/Nb, Ba/Nb и La/Nb). Породы наиболее основного состава имеют значения $^{87}Sr/^{86}Sr$ и ϵNd, близкие к валовому составу Земли (соответственно, 0.704771 и +0.2). Олигоценовые породы основного-среднего состава эволюционировали в сторону более высоких отношений $^{87}Sr/^{86}Sr$, более низких значений ϵNd и нерадиогенных изотопных составов Pb ($^{87}Sr/^{86}Sr$ = 0.70440–0.70785; ϵNd = от –2.2 до –4.8; $^{206}Pb/^{204}Pb$ = 17.039–18.084; $^{207}Pb/^{204}Pb$ = 15.387–15.498; $^{208}Pb/^{204}Pb$ = 37.094–38.130). Эти породы интерпретируются как производные частичных расплавов слабогидратированной литосферы, контаминированные в нижней части коры. Синхронные риолитовые магмы имели более радиогенный изотопный состав стронция и свинца ($^{87}Sr/^{86}Sr$ = 0.7111; ϵNd = –4.5; $^{206}Pb/^{204}Pb$ = 18.435; $^{207}Pb/^{204}Pb$ = 15.538; $^{208}Pb/^{204}Pb$ = 15.538), обозначающий вовлечение в плавление компонента верхней коры.

Извержения расплавов кислого состава резко прекратились 28.5 млн лет назад, но извержения литосферных выплавок основного-среднего состава продолжались до 24 млн лет назад. Хотя дальнейшее растяжение способствовало формированию полуграбенов, заполненных осадочными отложениями, временной интервал 24–10 млн лет назад был амагматичным. Предполагается, что вулканизм отсутствовал в связи с прекращением образования магм в литосферной мантии из-за эффективной очистки её гидратированных частей среднетретичным магматизмом и образования тугоплавкой, обедненной континентальной литосферы.

Вулканизм возобновился 10 млн лет назад спорадическими извержениями толеитовых и щелочных базальтов, имеющих микроэлементный состав, аналогичный базальтам океанических островов (высокое содержание Nb, Ta и Ti; низкое содержание Ba/Nb и La/Nb), обедненные изотопные составы Sr и Nd ($^{87}Sr/^{86}Sr$ = 0.70297–0.70396; ϵNd = +4.7…+7.3) и более радиогенный изотопный состав Pb ($^{206}Pb/^{204}Pb$ = 18.460–19.698; $^{207}Pb/^{204}Pb$ = 15.461–15.684; $^{208}Pb/^{204}Pb$ = 38.091) по сравнению с породами литосферного происхождения. Состав этих позднекайнозойских базальтов свидетельствует о резком апвеллинге астеносферы, которая плавилась в результате адиабатической декомпрессии.

В северной части рифта Рио-Гранде по изотопным отношениям Sr, Nd и Pb в вулканических породах выделен не только общий компонент A (астеносферный), но и общий компонент M (конвектирующей мантии). Последний из них определен в базанитах и щелочных базальтах возрастом 25–18 и 10–5 млн лет территории рифтовой системы Рио-Гранде, для которой общий компонент A не характерен. По сравнению с общим компонентом A, общий компонент M характеризуется более высоким изотопным отношением стронция $^{87}Sr/^{86}Sr$ (0.7037–0.7039) и более низкими изотопными отношениями неодима ($\in Nd$ = +4) и свинца ($^{206}Pb/^{204}Pb$ = 18.3, $^{207}Pb/^{204}Pb$ = 15.5, $^{208}Pb/^{204}Pb$ = 37.7). Общий компонент M рассматривается как материал подлитосферной конвектирующей мантии внутренней части континента. С течением времени роль этого общего компонента в излившихся базальтах снижалась при возрастании в них роли общего компонента A. Последний компонент входил в состав базальтов, излившихся преимущественно в последние 8 млн лет (Рассказов и др., 2010; Rasskazov et al., 2010).

На рис. 3 приведена геологическая схема запада США, на которой показаны сутурные зоны между террейнами, выделенные в верхней части коры. Обозначена южная граница фундамента с возрастом до 1.7 млрд лет провинции Южный Явапай, которой пространственно соответствует вулканический линеамент Хемез, образовавшийся в кулисах сутурной зоны, ограничивающей эту провинцию с юга. На диаграммах $^{207}Pb/^{204}Pb$ – $^{206}Pb/^{204}Pb$ наклон тренда фигуративных точек вулканических пород поля Моголлон

Датил, расположенного в поле поднятия ларамид, южнее зоны Хемез и западнее рифта Рио-Гранде, соответствует вторичной изохроне 1.7 ± 0.15 млрд лет (Davis, Hawkesworth, 1995). Судя по возрасту источников вулканических пород, эта часть территории юга Бассейнов и Хребтов представляет собой переработанное продолжение провинции Южный Явапай и Мазатзал.

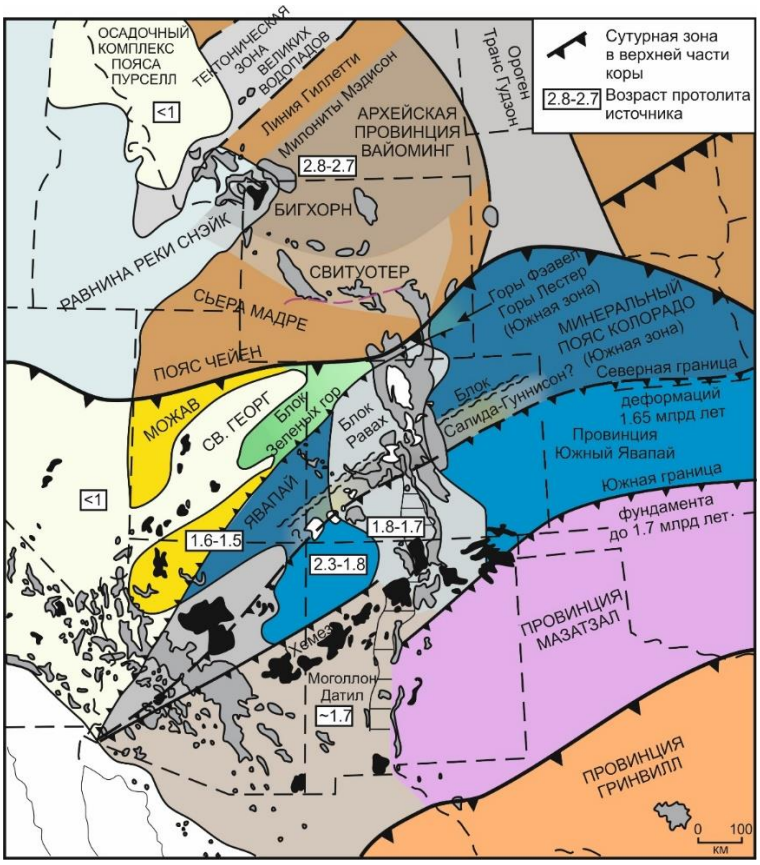

Рис. 3. Геологические элементы Континентальной Динамики Скалистых гор ((CD-ROM, 2002) с дополнениями). Провинция Явапай – 1.8–1.7 млрд лет, провинция Мазатзал – 1.7–1.65 млрд лет, провинция Гринвилл – 1.3–1.0 млрд лет. Докембрийские провинции юго-запада Северной Америки простираются на северо-восток, поднятия ларамид (серые) – с севера на юг, массивы ларамид (белые) и неогеновые вулканические поля (черные) – на северо-восток. Литосферная мантия имеет меньшие скорости сейсмических волн по направлению к краю плиты; территория более светлого цвета представляет области, под которыми находится низкоскоростная мантия, возможно, содержащая частичный расплав (Dueker et al., 2001). В регионе Скалистых гор – плато Колорадо ответвления этой горячей мантии проникают в более древнюю литосферу вдоль зон северо-восточного простирания; эти области производят базальтовые расплавы – молодые вулканические породы вдоль зон Йеллоустон, Сент-Джордж и Хемез. Возраст протолитов источников позднекайнозойских вулканических пород показан по опубликованным работам (см. текст).

Fig. 3. Geologic elements of southwestern North America showing Continental Dynamics of the Rocky Mountains (CD-ROM) reflection, refraction, and teleseismic lines (CD-ROM, 2002). Precambrian provinces strike northeast, Laramide uplifts (gray) strike north-south, Laramide plutons (white) and Neogene volcanic fields (black) strike northeast. Lithospheric mantle has lower velocity of seismic waves toward plate margin; area of lighter color represents regions underlain by low-velocity mantle, probably containing partial melt (from Dueker et al., 2001). In the Rocky Mountain–Colorado Plateau region, fingers of this hot mantle penetrate older lithosphere along northeast-striking zones; these areas are producing basaltic melts as shown by young volcanic rocks along Yellowstone, St. George, and Jemez zones. Protoliths ages for sources of Late Cenozoic volcanic rocks are shown from published works (explanations in the text).

Северо-восточная часть Большого Бассейна занимает край архейской провинции Вайоминг. Возраст ее коры составляет 2.8–2.7 млрд лет (O'Brien et al., 1995). Третичные

вулканические породы поля Абсарока и четвертичные породы Йеллоустоунского вулканического плато располагаются в координатах изотопных отношений свинца вдоль вторичной изохроны, определяющей возраст пород источника около 2.8 млрд лет, который соответствует возрасту пород фундамента кратона Вайоминг. В провинции обнаружены также породы кислого состава с возрастом древнее 3.8 млрд лет (Mueller et al., 1992, 1998), но для источников вулканических пород оценки древнее 2.8 млрд лет отсутствуют. По территории Большого Бассейна проходит граница между протерозойским Северо-Американским кратоном (возраст коры около 1.8 млрд лет и аллохтонными островодужными террейнами, аккретированными к нему в палеозое (возраст коры <1.0 млрд лет). На территории кратона породы приобретают высокое $(^{87}Sr/^{86}Sr)_0$ (~0.706–0.708) и низкое $\in$Nd (–10…–3.5) (Ormerod et al., 1988, 1991).

Отдельному протерозойскому литосферному блоку пространственно соответствует плато Колорадо. Для кайнозойских вулканических пород плато Колорадо и вулканического поля Сан Хуан установлена отчетливая корреляция изотопов на диаграммах $^{207}Pb/^{204}Pb$ – $^{206}Pb/^{204}Pb$ и $^{208}Pb/^{204}Pb$ – $^{206}Pb/^{204}Pb$. Вторичная изохрона соответствует возрасту фундамента плато Колорадо 2.3 млрд лет (Alibert et al., 1986). Возраст коры в изотопных координатах $^{207}Pb/^{204}Pb$ – $^{206}Pb/^{204}Pb$ составляет от 2.3 до 1.8 млрд лет (De Paolo, 1981a,b; Alibert et al., 1986). В горах Сан Хуан и сопредельной части рифта Рио-Гранде, на юге штата Колорадо и на севере штата Нью Мексико, вулканические породы от олигоценового до четвертичного возраста образуют вторичную изохрону 1.8–1.7 млрд лет (Lipman, 1980). Подобные вторичные изохроны 1.5 ± 0.13 млрд лет и 1.6 ± 0.13 млрд лет рассчитаны для вулканических пород в штатах Аризона и Юта. Эти оценки совпадают с одним из основных временных интервалов образования континентальной коры на юго-западе США — 1.7–1.65 млрд лет назад (Condie, 1998).

Общий диапазон Pb-изотопных датировок протолитов источников вулканических пород рассматриваемой территории – 2.8–1.5 млрд лет. Для пород Лейцитовых Холмов приведена Nd-модельная оценка возраста источника 1.2 млрд лет (T_{DM}) (Meen, Eggler, 1987). Эта оценка выходит за рамки Pb-изотопных датировок источников и обозначает процесс, отличающийся от процессов становления литосферы, датированных в U–Pb-изотопной системе.

Пространственная согласованность вторичных изохрон изотопных отношений свинца вулканических пород с возрастом пород фундамента свидетельствует о ведущей роли процессов магмообразования в литосферной части мантии и в коре запада США по типу закрытых систем с радиогенными изотопами.

Общая характеристика источников вулканических пород Азии

В континентальной Азии суждения об источниках вулканизма противоречивы. Возраст источников вулканических пород не имеет прямой зависимости от возраста пород верхней части коры.

В начале 1990-х годов Pb-изотопные данные по вулканическим породам полей Чангбайшан (Чангбай), Ханнуба, Минси, Датун, Куандян и Удаляньчи аппроксимировались на диаграмме $^{207}Pb/^{204}Pb$ – $^{206}Pb/^{204}Pb$ трендом NHRL (Northern Hemisphere Reference Line, опорная линия Северного полушария) с наклоном, соответствующим возрасту 1.77 млрд лет (Basu et al., 1991). Тогда же был определен интервал изотопных отношений Pb в миоценовых базальтах Линьдзю (п-ов Шандунь), перекрывший весь диапазон отношений вулканических пород Восточного Китая при распределении фигуративных точек вдоль линии с наклоном, соответствующим возрасту около 2.57 млрд лет. Точки базальтов Линьдзю относились на диаграмме $^{207}Pb/^{204}Pb$ – $^{206}Pb/^{204}Pb$ к вторичной изохроне плавившегося материала раннедокембрийского литосферного мантийного киля Северо-Китайского кратона (Zartman et al., 1991). Систематические Pb-изотопные исследования протолитов источников позднефанерозойских вулканических пород Азии показали спектр датировок ранней, средней и поздней мантийных геодинамических эпох (Rasskazov et al., 2020a).

В разное время демонстрировались и продолжают публиковаться модельные оценки возраста источников вулканических пород по

изотопным отношениям Pb. Для позднекайнозойских калиевых пород зоны Удаляньчи-Еркешан-Келуо (Северо-Восточный Китай) по модели обыкновенного свинца (Stacey, Kramers, 1975) рассчитывалась Pb-изотопная датировка около 2.4 млрд лет (Zhang et al., 1995). Позже источнику пород вулканов Лаохейшан и Хуошаошан поля Удаляньчи присваивался возраст 1.5 млрд лет, исходя из предположения о происхождении калиевых расплавов из слэба, стагнирующего в переходном слое мантии (Kuritani et al., 2013). Подобная идея об образовании калиевых магм в результате плавления стагнирующего слэба воспроизводилась с модельными построениями и Pb-изотопной оценкой его возраста 2.2 млрд лет (Wang et al., 2017).

Кроме Pb-изотопных оценок возраста источников, в Азии демонстрировались разные подходы к датированию глубинных процессов в Sm–Nd- и Rb–Sr-изотопных системах. Так, в вулканических породах плато Тибет использовалась изотопно-геохимическая особенность Sr и Nd: изменение отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$ в широком диапазоне при небольших вариациях значений эпсилон Nd. В Sm–Nd-изотопной системе рассчитывался модельный возраст источника t_{DM} ~1.2 млрд лет (Tuner et al., 1996). Геологическое значение этой возрастной оценки осталось неясным. В позднекайнозойских калиевых породах зоны Удаляньчи-Еркешан-Келуо изотопное отношение $^{143}Nd/^{144}Nd$ меняется в широких пределах, но и для них давалась Nd-модельная оценка возраста 800–900 млн лет (Zhang et al., 1995). Эта датировка также не имела какого-либо геологического смысла.

Для понимания роли источников вулканических пород Азии ключевое значение имеет Японско-Байкальский геодинамический коридор (рис. 4). Витимское вулканическое поле осевой части геодинамического коридора обозначено среднемиоценовыми-четвертичными извержениями лав, извергавшимися в интервале 16–0.6 млн лет назад, которым предшествовали извержения мел-палеоген-раннемиоценовых лав в интервале 90–18 млн лет назад, распространенные в целом юго-западнее Витимского поля. Изотопные характеристики источников восточной и западной частей Витимской расплавной аномалии различаются между собой. В восточной части, в Береинском вулканическом центре, в интервале 16–4 млн лет назад извергался материал, соответствующий по изотопному составу Pb протомантии LOMU возрастом около 4.5 млрд лет, а в интервале 1.1–0.6 млн лет назад – материал локального источника, резко обедненного около 0.64 млрд лет назад. В выплавках западной части поля, извергнутых в Мухальском и других вулканических центрах в интервале 13.8–9.2 млн лет назад, источник представлял собой протомантийный материал LOMU, истощенный около 1.0–0.6 млрд лет назад (Rasskazov et al., 2020a).

Витимская расплавная аномалия обозначает геодинамический центр активности Витимо-Удоканской зоны угловой горячей транстенсии литосферы, от которого по этой зоне распространялись деформационно-магматические импульсы, вызывавшие противофазную активность вулканизма периферической Удоканской расплавной аномалии (Chuvashova et al., 2017). Абага-Даригангская и Уланхада-Ханнуобинская вулканические области маркируют подобный (Ханнуоба-Даригангский) геодинамический центр активности Ханнуоба-Сюнкской зоны угловой горячей транстенсии, от которого распространялись деформационно-магматические импульсы в субширотную ветвь вулканических полей Нуоминхе, Удаляньчи, Сюнке и Амурзет. Далее геодинамический центр активности составляет субширотная зона задугового спрединга в Японском море с сопредельными Шкотовским и Шуфанским полями.

Ханнуоба-Даригангский геодинамический центр Ханнуоба-Сюнкской зоны угловой горячей транстенсии смещен южнее оси Японско-Байкальского геодинамического коридора. Угол разворота ее юго-западной и восточной ветвей пространственно совпадает с осью геодинамического коридора. Линия, соединяющая транстенсионные углы, протягивается от вулканического поля Чангбай с субширотной зоной задугового спрединга в Японском море до Муяканской впадины северо-восточной части Байкальской рифтовой зоны (рис. 4). Вулканоактивная Япономорская зона спрединга сменяется отчетливо

выраженной протяженной трассой Ханнуоба-Сюнкской зоны вулканических полей и далее – Витимо-Удоканской зоной двух концентрированных полей (Витимского и Удоканского), в Муяканском транстенсионном углу которой вулканизм отсутствовал.

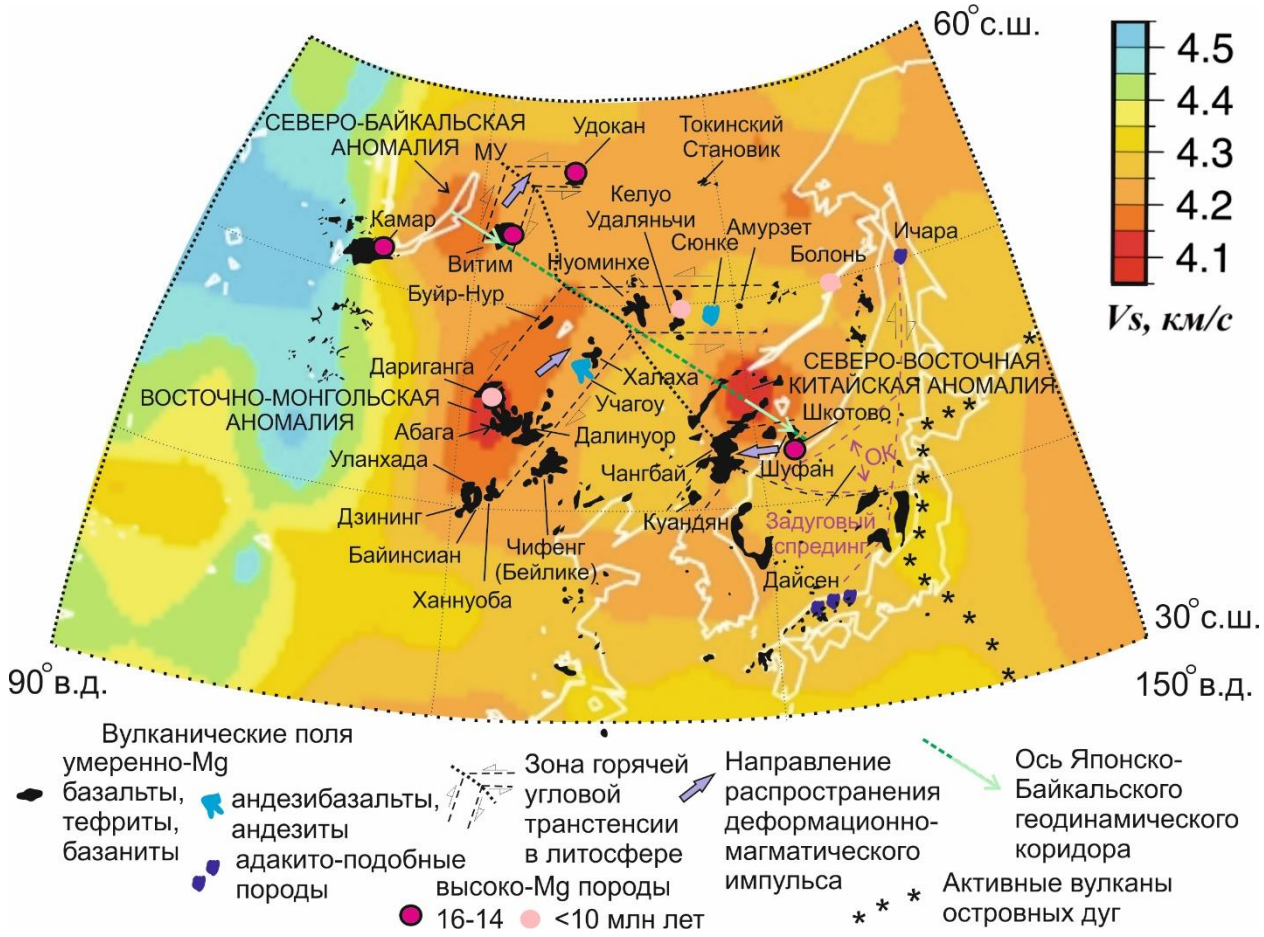

Рис. 4. Соотношение вулканических полей зон горячей угловой транстенсии литосферы в Японско-Байкальском геодинамическом коридоре с современными вариациями скоростей S-волн на глубине 250 км. Пунктирной линией соединены углы зон горячей транстенсии и спрединга от зоны Окусири Японского моря (ОК) до Муяканской впадины (МУ). В качестве основы использован сейсмотомографический срез скоростной модели S-волн (Yanovskaya, Kozhevnikov, 2003). Зона спрединга Японского моря показана по работе (Jolivet et al., 1994).

Fig. 4. Correlation of volcanic fields in zones of hot angular transtension in the Japan-Baikal geodynamic corridor with present-day variations in S-wave velocities at a depth of 250 km. The dotted line connects the corners of hot transtension and spreading zones from the Okushiri zone of the Japan Sea (OK) to the Muyakan basin (МУ). The seismic tomographic slice of the S-wave velocity model (Yanovskaya and Kozhevnikov, 2003) is used as a basis. The spreading zone of the Sea of Japan is shown after (Jolivet et al., 1994).

Вулканической полосе Абага–Дариганга в модели S-волн (Yanovskaya, Kozhevnikov, 2003) соответствует Восточно-Монгольская низкоскоростная аномалия, вытянутая в поперечном направлении на север-северо-восток и резко выраженная на глубине 250 км. Вулканическое поле Ханнуоба и соседние вулканические поля пространственно соответствуют ее южной части и вместе с вулканическими полями Дариганга и Буйр-Нур представляют собой крайние западные вулканические проявления восточной окраины Азии. Источники вулканизма этих полей распложены на глубине 250 км. Интересно, что высоко-Mg магматизм проявился на окончаниях Японско-Байкальского геодинамического коридора в интервале 16–14 млн лет назад, а в его центральной части, в Ханнуоба-Сюнкской зоне угловой горячей транстенсии, в последние 10 млн лет.

Мы видим, что на окончаниях Японско-Байкальского геодинамического коридора глубинная (верхнемантийная) геодинамика была сходной, что проявилось в одинаковом смещении вулканических полей с высоко-Mg лавами относительно низкоскоростных

аномалий, а малоглубинные процессы различались, что нашло выражение в авулканичности Муяканского транстенсионного угла при спрединге в Японском море (т.е. замещении континентальной коры базальтовыми выплавками) и длительной концентрации вулканизма на поле Чагбай. Иными словами, вдоль оси геодинамического коридора различались только малоглубинные (литосферные) процессы и не различались процессы подлитосферной верхней мантии.

Ось Японско-Байкальского геодинамического коридора обозначается не только Витимским вулканическим полем, но и Шкотовско-Шуфанской группой вулканических полей. Витимское вулканическое поле смещено на 200–300 км относительно локальной Северо-Байкальской низкоскоростной аномалии, расположенной на глубине 250–300 км. Приблизительно на такое же расстояние смещена Шкотовско-Шуфанская группа вулканических полей относительно локальной Северо-Восточной Китайской низкоскоростной аномалии. Одинаковые пространственные соотношения вулканических полей с локальными низкоскоростными аномалиями свидетельствуют о сходном осевом смещении литосферы относительно корневых частей расплавных аномалий на окончаниях геодинамического коридора. В его центральной части, однако, Восточно-Монгольская низкоскоростная аномалия расширилась вдоль движения Азии от вулканического поля Чифенг на юго-востоке до вулканического поля Дариганга на северо-западе, но в целом оказалась вытянутой от осевой части Японско-Байкальского геодинамического коридора на юго-запад до Уланхада-Ханнуобинской вулканической области.

Вдоль юго-западного фланга смещение литосферы выстраивается по мел-палеогеновым вулканическим полям возрастного интервала 90–30 млн лет. В начале геодинамического коридора палеогеновые базальты распространены на Корейском п-ове и на юге Приморья (Рассказов и др., 2004), в Фушуньской впадине (базальты формации Лаохутай, возраст 70–60 млн лет) (Kuang et al., 2012), на вулканическом поле Шуанляо, у северного края Северо-Китайского кратона (базаниты и щелочно-оливиновые базальты возрастного интервала 51.0–48.5 млн лет и переходные базальты и диабазы — интервала 43.0–41.6 млн лет) (Xu et al., 2012), во впадине Сяляохэ северной части бассейна Бохайского залива, в пределах северо-восточной части Северо-Китайского кратона. На последней территории базальты залегают в разрезах палеоценовой формации Фаншенпао (PFF), эоценовой формации Шахецзе (ESF) и олигоценовой формации Дунъинь (ODF). В PFF преобладают толеиты, тогда как ESF и ODF характеризуются щелочными базальтами с небольшим количеством толеитов. Толеиты PFF охарактеризованы Ar–Ar датировкой 57.7±0.6 млн лет, сопоставимой в пределах погрешности с изохронной датировкой 56.1±1.7 млн лет. Эти базальты обеднены крупноионными литофильными и высокозарядными элементами (LILE, HFSE) по сравнению с базальтами океанических островов (OIB), но имеют положительные аномалии Ba, Sr, Eu и Ti. Они характеризуются OIB-подобным изотопным составом Sr и Nd и аномально низким радиогенным изотопным составом свинца, положительной корреляцией $^{206}Pb/^{204}Pb$ и $^{143}Nd/^{144}Nd$ и отрицательной корреляцией $^{206}Pb/^{204}Pb$ и $^{87}Sr/^{86}Sr$. Геохимические характеристики этих базальтов интерпретируются как результат плавления новообразованной литосферной мантии, образовавшейся при рециркуляции расслоившейся утолщенной литосферы в позднем мезозое (Wu et al., 2014). На диаграмме $^{207}Pb/^{204}Pb$ – $^{206}Pb/^{204}Pb$ фигуративные точки базальтов впадины Сяляохэ аппроксимируются линией с наклоном 0.1688, соответствующим возрасту 2.55 млрд лет, близкому Pb–Pb датировке позднекайнозойских базальтов Линьдзю п-ова Шандунь (Zartman et al., 1991). Протолит источников базальтов обеих территорий может сопоставляться с материалом корневой части Северо-Китайского кратона.

Источники вулканизма в Абага-Даригангской и Уланхада-Ханнуобинской вулканических областях

Обратимся к источникам магм вулканических областей, охватывающих территории с поперечником в сотни и тысячи км. В качестве примера рассмотрим источники Абага-Даригангской и Уланхада-Ханнуобинской вулканических областей.

В Юго-Восточной Монголии, на приграничной территории с Северным Китаем, находится вулканическое поле Дариганга (Влодавец, 1955). Продолжение выходов вулканических пород на китайскую территорию имеет собственное название Абага (Zhou et

al., 1988; Zhang et al., 2012; Chen et al., 2015) или Далинуор (Liu et al., 2001). Выделяется также цепочка вулканических полей Дариганга, Абага и Далинуор, которая протягивается в направлении северо-запад – юго-восток на расстояние около 300–350 км при ширине около 100 км (Zhang, Guo, 2016) и далее, через 100–150 км, находит продолжение вулканическом полем Чифенг (Бейлике). Общая протяженность вулканической полосы Дариганга–Абага–Далинуор–Чифенг составляет около 500 км. Поля Дариганга, Абага и Далинуор находятся в алтаидах и манджуридах Центрально-Азиатского подвижного пояса (Şengör, Natal'in, 1996), а поле Чифенг – в пограничных манджуридах Северо-Китайского кратона, вблизи пересечения Гравитационным Линеаментом северной границы Северо-Китайского кратона. В пределах кратона, в 350 км юго-западнее поля Чифенг, расположена Уланхада-Ханнуобинская вулканическая область, включающая поля Уланхада, Ханнуоба, Дзининг и Байинсиан (рис. 5).

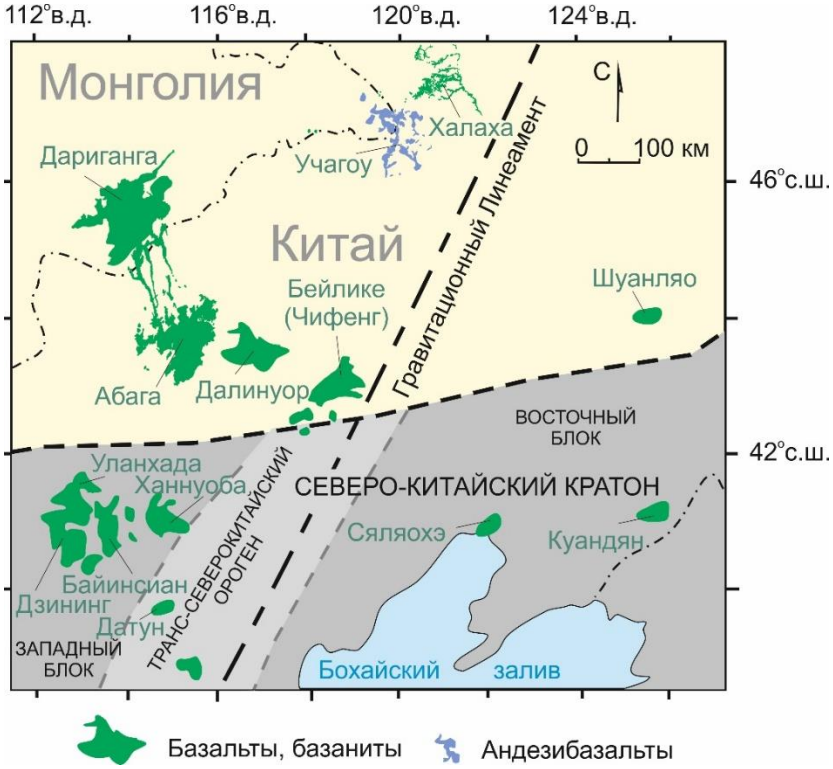

Рис. 5. Вулканические поля Юго-Восточной Монголии и сопредельного Северного Китая. Северо-Китайский кратон состоит из Западного и Восточного блоков (темно-серый фон), разделенных Транс-Северокитайским орогеном (светло-серая полоса).

Fig. 5. Volcanic fields of southeastern Mongolia and adjacent northern China. The North China Craton consists of the Western and Eastern Blocks (dark-gray background) separated by the Trans-North China Orogen (light-gray band).

При разработке генеральной Pb-изотопной систематики источников вулканических пород (Rasskazov et al., 2020a) изотопные отношения Pb вулканических пород поля Абага (данные (Zhang, Guo, 2016)) интерпретировались как показатель материала ELMU резервуара вязкой протомантии, тогда как изотопные отношения Pb вулканических пород полей Ханнуоба и Уланхада (данные (Song et al., 1990; Fan et al., 2014)) рассматривались как показатель материала LOMU. Предварительное рассмотрение данных по коллекции образцов поля Дариганга показало широкий, непрерывный спектр петрогенных оксидов и микроэлементов. При сравнительном анализе данных по породам вулканических полей Дариганги и Ханнуобы выявился в целом их сходный характер. Ханнуобинские вулканические породы отличались от даригангских отсутствием высокомагнезиальных составов и контрастным делением ассоциации лав на группы эволюционированных щелочных оливиновых базальтов [EV–AOB] и примитивных щелочных оливиновых базальтов [PR–AOB], переходных базальтов [TRB] и толеитовых базальтов [TLB]). В непрерывном спектре даригангских пород обозначались недостающие промежуточные составы,

объединявшие контрастные члены ассоциации пород Ханнуобы между собой (Чувашова и др., 2012). Далее мы обратимся к определению источников вулканических пород Дариганги в генеральной Pb-изотопной систематике и выполним общий сравнительный анализ источников вулканических пород Абага-Даригангской и Уланхада-Ханнуобинской вулканических областей.

На диаграмме La/Yb – MgO (рис. 6а) породы Даригангского вулканического поля разделяются на 5 групп со значениями La/Yb: 1) экстремально высоким (43–46), 2) высоким (31–43), 3) умеренным (25–31), 4) низким (15–25) и 5) экстремально низким (11–15). Группы 1–2 и 3–5 образуют разнонаправленные тренды. Высоко-Mg породы группы 2 (MgO 11–16 мас.%) имеют отношения La/Yb = 31–35, последовательно возрастающие в менее магнезиальных породах. Максимальному отношению La/Yb (43) в породе группы 2 соответствует минимальное содержание MgO (7 мас.%). Породы группы 1 экстремально высокого отношения La/Yb характеризуются в целом менее магнезиальным составом, чем породы группы 2. Интервал содержания MgO 6.8–13 мас.% в породах группы 3 с умеренным отношением La/Yb сменяется интервалом содержания MgO 5.3–10.5 мас.% в породах группы 4 с низким отношением La/Yb и далее интервалом содержания MgO 6.8–7.7 мас.% в породах группы 5 с экстремально низким отношением La/Yb.

Вулканические породы поля Абага разделены на 3 группы: Абага-1, Абага-2 и Абага-3 (Zhang, Guo, 2016). На диаграмме La/Yb – MgO (рис. 6б) точки пород группы Абага-1 рассредоточены в полях пород Дариганги с низким, умеренным и высоким отношением La/Yb. Высокое отношение определено в двух образцах, один из которых имеет высокое содержание MgO (15.6 мас.%), другой – умеренное (8.0 мас.%). Эти образцы сопоставляется с породами исходной (нижней) части тренда групп 1–2 даригангских пород. Большая часть тренда в породах поля Абага не представлена. Точки пород групп Абага-2 и Абага-3 образуют компактные фигуративные поля, соответствующие группам 4 и 5 пород Даригангского поля.

Вулканические породы поля Далинуор разделены на 2 группы: Далинуор-1 и Далинуор-2. На диаграмме La/Yb – MgO точки группы Далинуор-1 показывают диапазон отношения La/Yb, сходный с диапазоном этого отношения точек пород группы Абага-1, но несколько смещены от них в магнезиальную область. Точки группы Абага-2, за исключением одной, попадают в фигуративное поле Абага-3 экстремально низкого отношения La/Yb. В этом же фигуративном поле находятся вулканические породы Бейлике.

Из общего сопоставления распределения точек на диаграмме La/Yb – MgO следует вывод о распространении пород с экстремально низким отношением La/Yb вдоль всей линии вулканических полей Дариганга–Бейлике и последовательном возрастании этого отношения от поля Бейлике через поля Далинуор и Абага к полю Дариганга.

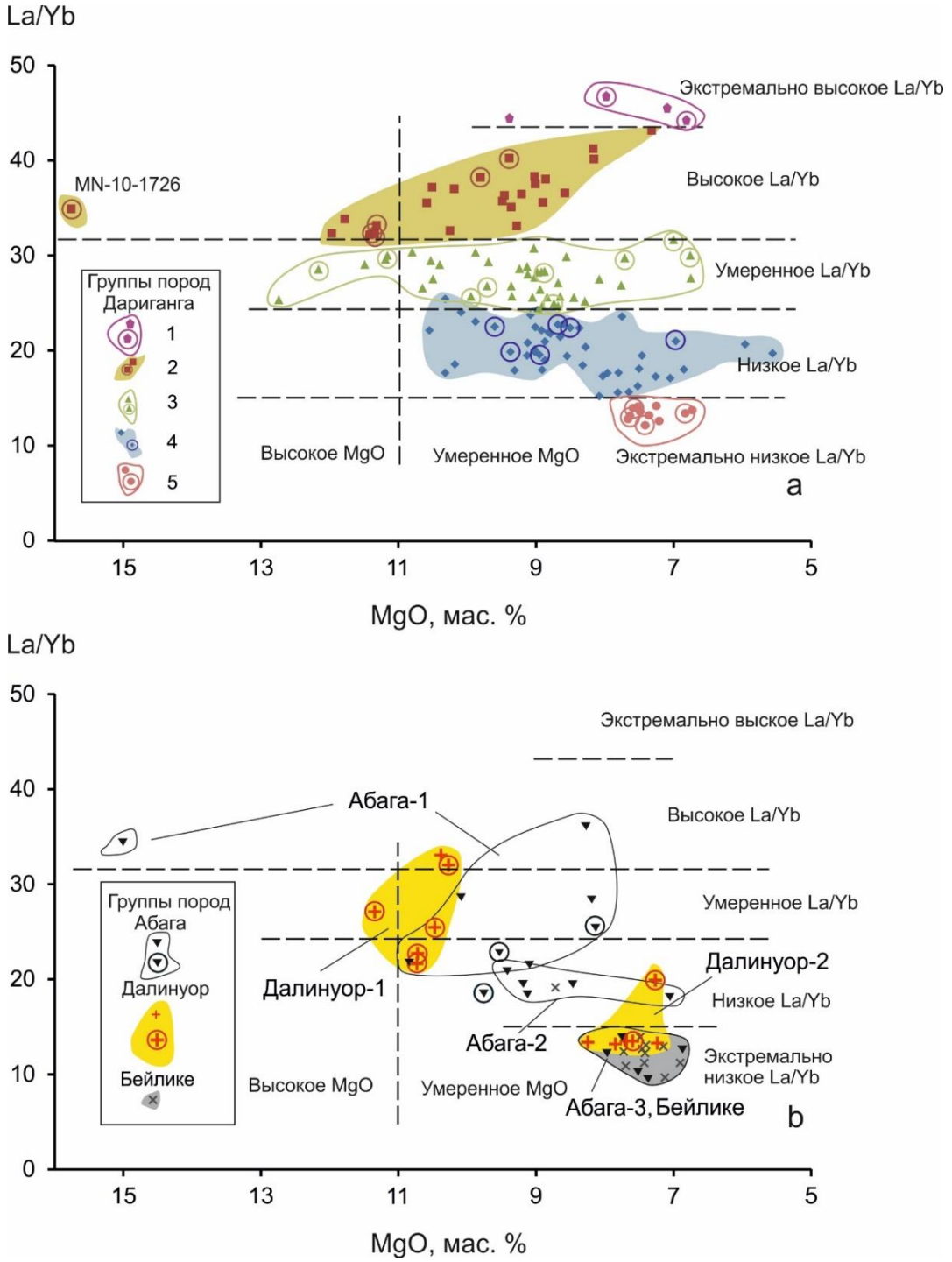

Рис. 6. Диаграммы La/Yb – MgO группирования вулканических пород Дариганги (*а*) и вулканических пород Абаги, Далинуора и Бейлике (*б*). Для сопоставления на обеих панелях штриховыми линиями показаны разделительные линии групп вулканических пород Дариганги. Кружочками обведены точки, по которым получены изотопные отношения Pb. На диаграмме *а* – данные авторов, на диаграмме *б* – данные (Zhang, Guo, 2016).

Fig. 6. Diagrams of La/Yb vs MgO for grouping of volcanic rocks from Dariganga (*a*) and those from Abaga, Dalinuor, and Beylike (*b*). For comparison, the dashed lines on both panels show the dividing lines of the Dariganga volcanic rock groups. Circles indicate data points, from which the Pb isotope ratios were obtained. Diagram *a* shows data of the authors, diagram *b* shows data from (Zhang, Guo, 2016).

Из каждой группы пород вулканического поля Дариганга выбраны образцы для изотопного анализа Pb. В группе 1 экстремально высокого отношения La/Yb проанализировано два образца, в других группах – от четырех до девяти. Породы поля Абага представлены тремя анализами, породы поля Далинуор – пятью анализами для

группы 1 и двумя анализами для группы 2 (см. рис. 6).

Распределение фигуративных точек на диаграмме ураногенных изотопных отношений Pb рис. 7а интерпретируется с точки зрения эволюции протомантийных источников при их обеднении, обогащении и омоложении. Протомантийный источник вулканических пород Дариганги (D) определяется максимальным значением $^{207}Pb/^{204}Pb$ точки группы 2, лежащей на геохроне 4.455 млрд лет. Фигуративные точки пород Абаги и Далинуора смещены правее и относятся к протомантийному источнику AD, который определяется высокими значениями $^{207}Pb/^{204}Pb$, приблизительно соответствующими геохроне 4.442 млрд лет. Источник D дает вторичные изохроны, наклоны которых соответствуют возрастам 3.69 и 2.16 млрд лет (группа 4) и 1.74 млрд лет (группы 2 и 3). Источник AD дает вторичную изохрону, наклон которой соответствует возрасту 3.39 млрд лет. В поле точек Дариганги попадает единственная точка пород Далинуора (обр. 100913-1 (Zhang, Guo, 2016)).

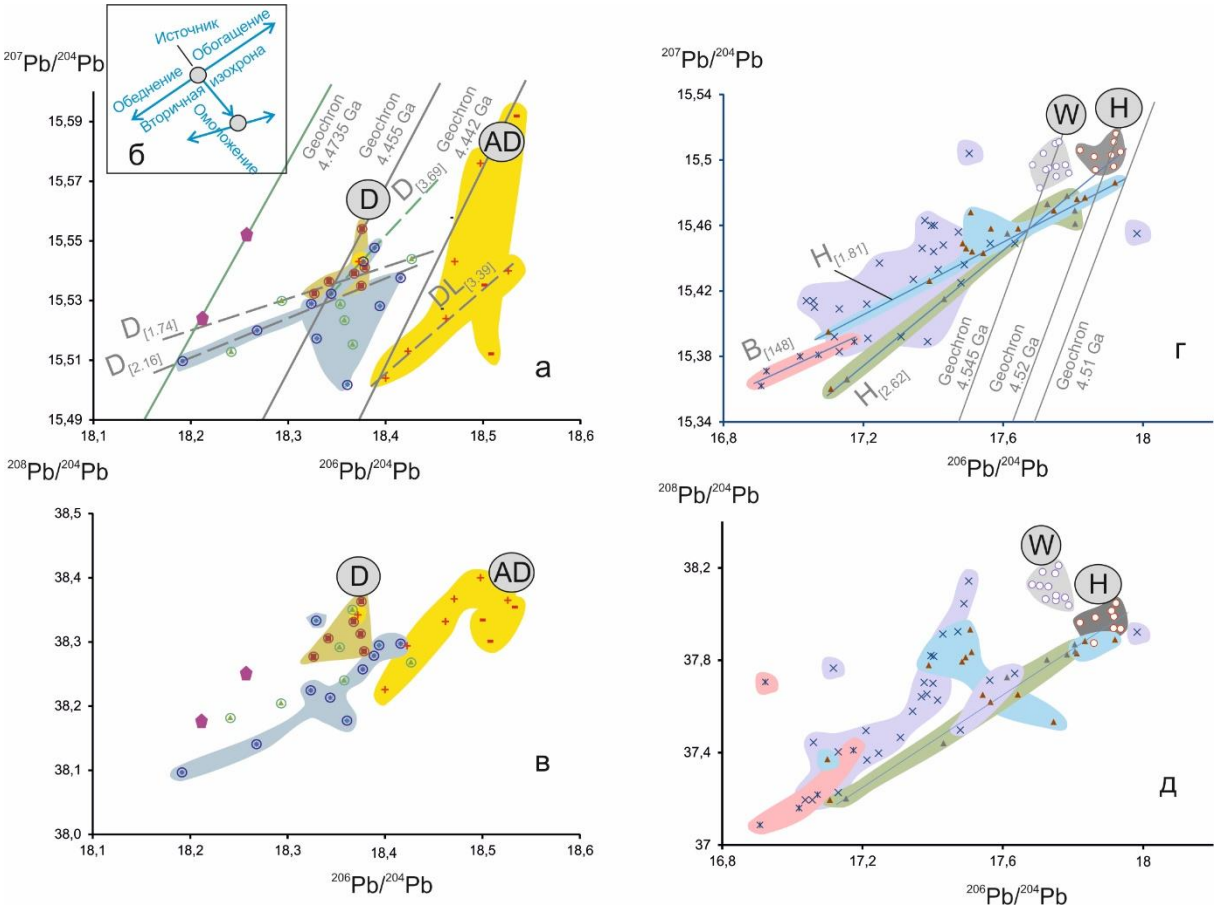

Рис. 7. Диаграммы $^{207}Pb/^{204}Pb$ – $^{206}Pb/^{204}Pb$ и $^{208}Pb/^{204}Pb$ – $^{206}Pb/^{204}Pb$ вулканических пород пограничной территории Монголии и Китая (вулканические поля Дариганга, Абага и Далинуор) (*а, в)* с вставкой (*б*), иллюстрирующей предполагаемую эволюцию источников, и такие же диаграммы вулканических пород провинции Ханнуоба Китая (вулканические поля Ханнуоба, Уланхада, Дзининг и Байинсиан) (*г,д*). Протомантийные источники: D – Дариганга, AD – Абага-Далинуор, W – Уланхада, H – Ханнуоба. Вторичные источники, обозначенные вторичными изохронами (в квадратных скобках – оценка возраста в млрд лет): Дариганга – $D_{[3.69]}$, $D_{[2.16]}$, $D_{[1.74]}$; Далинуор – $DL_{[3.39]}$; Ханнуоба – $H_{[2.62]}$, $H_{[1.81]}$; Байинсиан – $B_{[1.48]}$. Для поля Дариганга используются данные авторов, для других вулканических полей – опубликованные данные (Song et al., 1990; Fan et al., 2014; Zhang, Guo, 2016).

Fig. 7. Diagrams $^{207}Pb/^{204}Pb$ vs $^{206}Pb/^{204}Pb$ and $^{208}Pb/^{204}Pb$ vs $^{206}Pb/^{204}Pb$ for volcanic rocks from the border area between Mongolia and China (Dariganga, Abaga, and Dalinuor volcanic fields) (*а, в*) with an inset (*б*) that illustrates the suggested evolution of sources, and similar diagrams of volcanic rocks from the Hannuoba province of China (Hannuoba, Wulanhada, Jining, and Baiyingxiang volcanic fields) (*д, е*). Protomantle sources: D – Dariganga, AD – Abaga-Dalinuor, W – Wulanhada, H – Hannuoba. Secondary sources, indicated by secondary isochrones (in square brackets – age estimate in billion years): Dariganga – $D_{[3.69]}$, $D_{[2.16]}$, $D_{[1.74]}$; Dalinuor – $DL_{[3.39]}$; Hannuoba – $H_{[2.62]}$, $H_{[1.81]}$; Baiyingxiang – $B_{[1.48]}$. For the Dariganga volcanic field, data of the authors are used, for other volcanic fields – published data (Song et al., 1990; Fan et al., 2014; Zhang and Guo, 2016).

Протомантийные источники вулканических пород Уланхады (W) и Ханнуобы определяются максимальными значениями $^{207}Pb/^{204}Pb$ компактных групп точек, соответствующих геохронам 4.54 млрд лет и 4.52 млрд лет. Источник H дает линии вторичных изохрон, наклоны которых соответствуют возрастам 2.62 и 1.81 млрд лет. Источнику W соответствует рассеянное поле точек Дзининг, не распространяющееся правее геохроны этого источника. Конкретные возрастные оценки переработанного протолита не возможны. Однако точки наиболее продвинутых (ранних, возраст 33 млн лет) составов лав территории Байинсиан обозначают тренд, наклон которого соответствует возрасту около 1.48 млрд лет.

Группирование вулканических пород Дариганги и индивидуальность источников вулканических пород Дариганги, Далинуора и Абаги проявляется в распределении фигуративных точек пород на диаграмме торогенного и ураногенного изотопных отношений Pb (рис. 7в). Породы группы 2 из протомантийного источника D характеризуются узкими диапазонами $^{208}Pb/^{204}Pb$ и $^{206}Pb/^{204}Pb$. Индивидуальные тренды снижения отношений $^{208}Pb/^{204}Pb$ и $^{206}Pb/^{204}Pb$ в породах Дариганги и Далинуора подтверждают некоторую взаимную обособленность материала протомантии и его производных. Три образца Абаги, обнаруживающие широкий диапазон изотопных отношений $^{207}Pb/^{204}Pb$, дают тем не менее, сравнительно узкие интервалы изотопных отношений $^{208}Pb/^{204}Pb$ и $^{206}Pb/^{204}Pb$. Следовательно, при максимальном μ в протолите источника его концентрации Th и U варьировали слабо, но смешивались древний и молодой компоненты, соответственно, с высоким и низким отношениями $^{207}Pb/^{204}Pb$.

Подобная индивидуальность источников протомантии и ее производных проявляется на диаграмме торогенного и ураногенного изотопных отношений Pb вулканических пород на полях провинции Ханнуоба. Породы из протомантийных источников W и H характеризуются узкими диапазонами $^{208}Pb/^{204}Pb$ и $^{206}Pb/^{204}Pb$. Протомантийный источник W имеет более высокое отношение $^{208}Pb/^{204}Pb$ чем протомантийный источник H. Тренд снижения отношений $^{208}Pb/^{204}Pb$ и $^{206}Pb/^{204}Pb$ отчетливо выражен в породах раннего преобразования источника Ханнуобы $H_{[2.62]}$, тогда как в породах более позднего преобразования источника Ханнуобы $H_{[1.81]}$ разделяется на три отрезка, средний из которых обнаруживает обратную корреляцию отношений $^{208}Pb/^{204}Pb$ и $^{206}Pb/^{204}Pb$. Фигуративные точки наиболее радиогенной части пород поля Дзининг ложатся на тренд Ханнуобы $H_{[2.62]}$, тогда как фигуративные точки остальных пород этого поля, а также поля Байинсиан смещены выше этого тренда в соответствии с относительным смещением протомантийных источников W и H.

Источники вулканизма на поле Удаляньчи

Породы вулканов поля Удаляньчи характеризуют обстановку активности локальных источников (рис. 8). Геохимические исследования пород выявили пространственно-временную неоднородность материала, вовлеченного в плавление под вулканами, с Pb–Pb-изохронными определениями возраста от 1.88 млрд лет до нулевого (соответствующего времени вулканического извержения) (Rasskazov et al., 2016, 2020a,b). Вулканизм начинался с излияния лавового потока Лаошантоу около 2.5 млн лет назад и завершался историческими извержениями вулканов Лаохейшан и Хуошаошан в 1720–1721 и 1776 гг. (рис. 8а, в, д, ж, и). Различается 5 последовательно активизированных источников: Лаошантоу, Гелацю, Уоху, Молабу и Хуо.

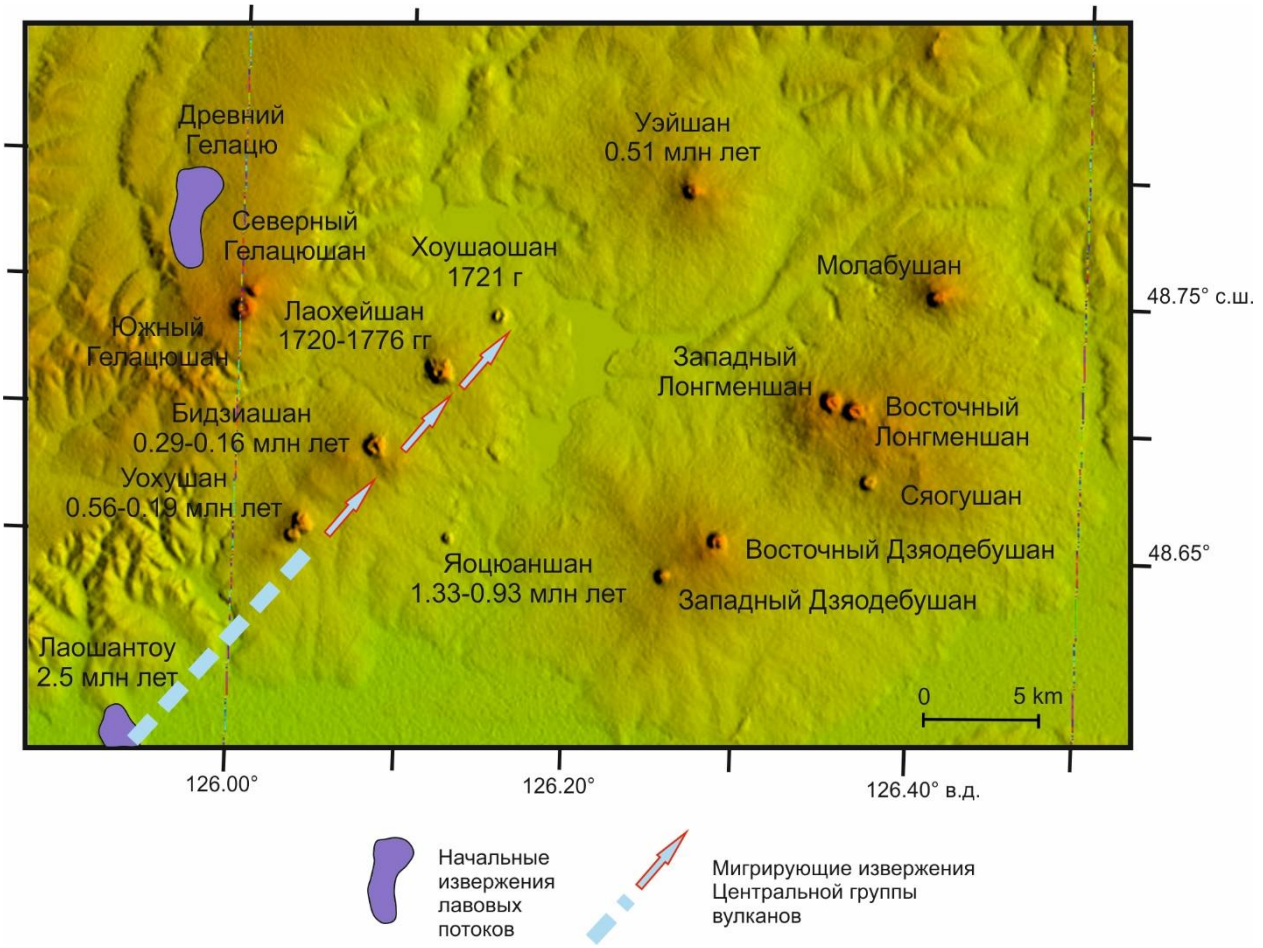

Рис. 8. Пространственное распределение вулканов на основном поле Удаляньчи.
Fig. 8. Spatial distribution of volcanoes in the main Wudalianchi field.

Источник Лаошантоу активизировался с излиянием трахиандезибазальтового лавового потока около 2.5 млн лет назад, источник Гелацю – с излиянием базальтового лавового потока около 2.0 млн лет назад. Для пород обоих лавовых потоков на диаграмме $^{207}Pb/^{204}Pb$ – $^{206}Pb/^{204}Pb$ получены одинаковые датировки около 1.88 млрд лет с общим расположением фигуративных точек вдоль линии, соответствующей этому же возрасту (рис. 9б). В двух излившихся инициальных лавовых порциях был представлен материал одновозрастных протолитов разного состава. Малый объем инициального потока Лаошантоу и деформации осадочного ложа потока с видимыми вертикальными смещениями более 4 м могут свидетельствовать о синтектоническом выплавлении трахиандезибазальтов, подобно генерации псевдотахилита в результате сейсмического удара.

Источник Уоху проявил активность на вулкане Уохушан, действовавшем в интервале 1.3–0.8 млн лет назад. Этот источник генерировался метасоматическими процессами около 150 млн лет назад на основе протолита источника Гелацю (рис. 9г).

Источник Молабу активизировался на вулкане Молабушан около 0.6–0.5 млн лет назад. Конус этого вулкана сложен умеренно-Mg расплавами из источника с нулевым возрастом, соответствующим времени вулканического извержения. Лавы в окружении конуса излились из источника Гелацю с небольшой примесью материала источника Молабу.

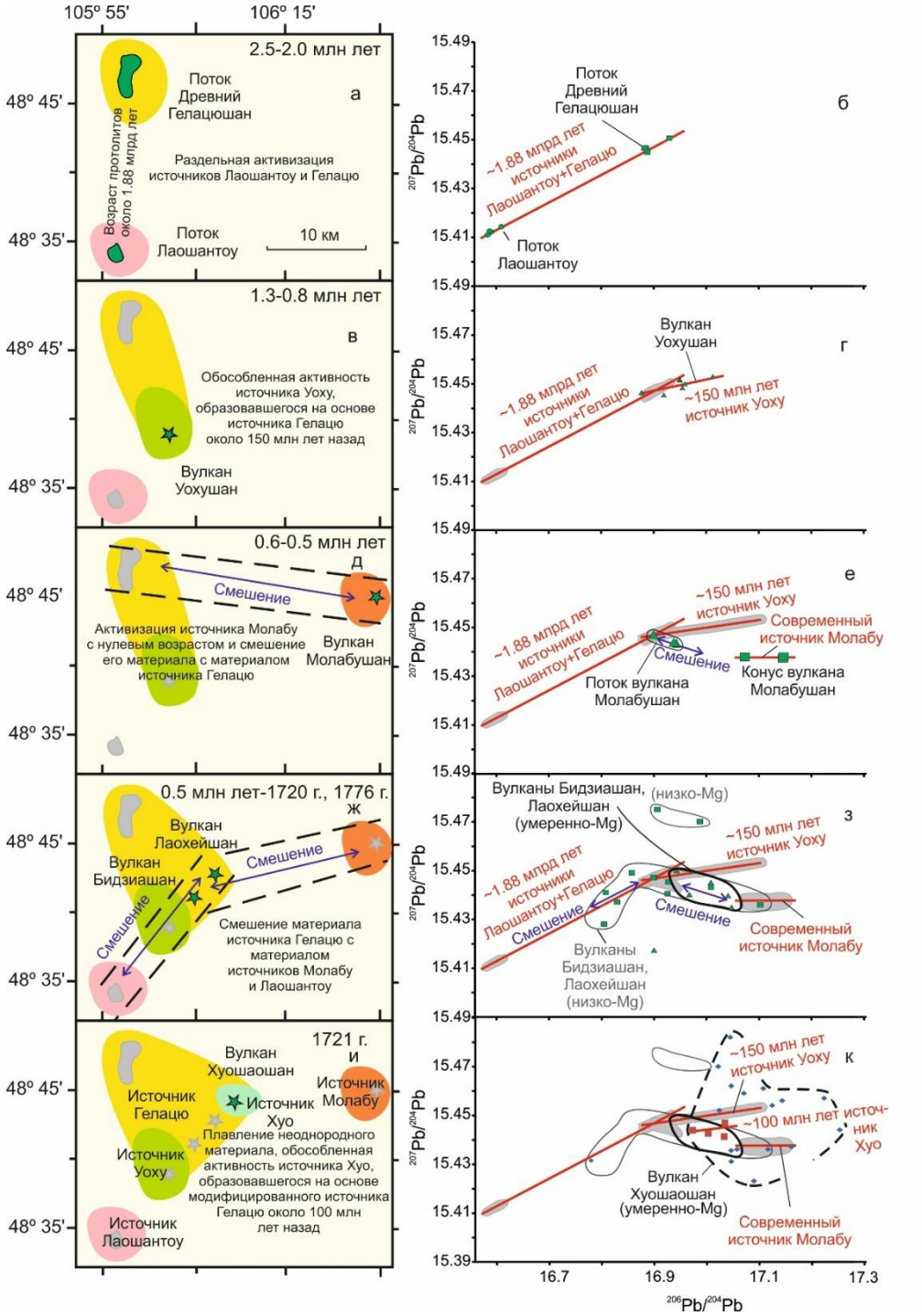

Рис. 9. Последовательность активизации пяти разновозрастных источников вулканического поля Удаляньчи от извержения потока Лаошантоу 2.5 млн лет назад до исторических извержений вулканов Лаохейшан и Хуошаошан в 1720–1776 гг. (*а, в, д, ж, и*) и характеристика источников на диаграмме $^{207}Pb/^{204}Pb$ – $^{206}Pb/^{204}Pb$ (*б, г, е, з, к*). На панели 7*и* показана полная схема пространственного распределения источников. На панелях 7*д* и 7*ж* штриховыми линиями выделены коридоры смешения материала разновозрастных источников. Особенности источников вулканов Лонгменшан и Молабушан рассмотрены в статье (Rasskazov et al., 2020b). Для упрощения в схеме не рассматриваются источники вулканов Южный и Северный Гелацюшан, Яоцюаншан, Уэйшан, Сяогушан, Восточный и Западный Дзяодебушан, а также группы вулканов, расположенных юго-западнее основного поля: Лианхуашан, Дзяньшан и Дзяньшандзы.

Fig. 9. Sequence of reactivation of five sources with different ages in the Wudalianchi volcanic field since the eruption of the 2.5 Ma Laoshantou flow to the historical ones in 1720–1776 of the Laoheishan and Huoshaoshan volcanoes (*а, в, д, ж, и*) and characteristics of sources in the $^{207}Pb/^{204}Pb$ – $^{206}Pb/^{204}Pb$ plot (*б, г, е, з, к*)). Panel 7*и* shows the complete scheme of the spatial distribution of sources. In panels 7*д* and 7*ж*, the dashed lines show mixing corridors for material from sources of different ages. Features of sources of the Logmenshan and Molabushan volcanoes are considered by Rasskazov et al. (2020b). For simplicity, the scheme does not consider sources of the volcanoes: South and North Gelaquishan, Yaoquanshan, Weishan, Xiaogushan, East and West Jiaodebushan, as well as groups of volcanoes located southwest of the main field: Lianhuashan, Jianshan, and Jianshanzi.

В интервале последних 0.5 млн лет до 1720 г., включительно, новых источников на вулканическом поле не генерировалось, хотя в продуктах извержений вулкана Лонгменшан проявился эффект отделения сульфидов (Rasskazov et al., 2020b). В этом временном интервале действовали вулканы Бидзиашан и Лаохейшан, продукты извержений которых были в основном производными источника Гелацю. В качестве примеси к ним добавлялся материал источника Молабу (в умеренно-Mg составах) и материал источника Лаошантоу (в низко-Mg составах). Первый из них обозначал латеральное усиление роли источника конвектирующего компонента. В этом источнике достигалась изотопная гомогенизация материала посредством его локального конвективного перемешивания. Второй источник свидетельствовал о действии синтектонического фактора, обеспечившего проявление инициальной трахиандезибазальтовой выплавки потока Лаошантоу.

Новый источник Хуо проявился в извержении вулкана Хуошаошан, произошедшего в 1721 г. (через полгода после угасания деятельности вулкана Лаохейшан). Геохимические характеристики материала, извергнутого на этом вулкане, существенно отличались от характеристик продуктов извержений вулканов Лаохейшан и Бидзиашан. Изотопные отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$ в породах вулкана Хуошаошан резко снижались при линейной зависимости от обратной концентрации стронция. Образовался тренд смешения материала общего подлитосферного компонента ($^{87}Sr/^{86}Sr$ = 0.7052) и общего компонента вулканов Лаохейшан и Хуошаошан (Rasskazov et al., 2016). На диаграмме $^{207}Pb/^{204}Pb$ – $^{206}Pb/^{204}Pb$ (рис. 9к) наблюдается, однако, сильный разброс фигуративных точек пород вулкана Хуошаошан, образующих обширное изометричное поле. Четыре точки источника Хуо находятся между трендами точек источников Уоху (около 150 млн лет) и Молабу (нулевой возраст) и аппроксимируются линией с наклоном около 100 млн лет.

В Rb–Sr-изотопной системе для лав вулканического конуса Хуошаошан получена изохронная датировка, согласующаяся с Pb-изотопной датировкой около 100 млн лет. На диаграмме $^{87}Sr/^{86}Sr$ – $^{87}Rb/^{86}Sr$ четыре фигуративные точки из двенадцати распределились вдоль линии 98 млн лет (рис. 10). Главную роль могла играть кристаллизация в это время в источнике безрубидиевой минеральной фазы (апатита), которая дает начальное отношение изотопов Sr в источнике $^{87}Sr/^{86}Sr_0$ = 0.70485. Изохронная линия трассируется до общего компонента конвектирующей мантии, который характеризует однородный резервуар с отношением Rb/Sr=0.092 при интегрированном во времени отношении $^{87}Sr/^{86}Sr$ = 0.7052.

В работе (Rasskazov et al., 2016) подчеркивалось существенное геохимическое различие излившегося материала вулкана Хуошаошан и вулканических продуктов предшествовавших извержений вулкана Лаохейшан. Рассеяние точек пород вулкана Хуошаошан на диаграмме $^{207}Pb/^{204}Pb$ – $^{206}Pb/^{204}Pb$ (рис. 9к) дает переход от двухкомпонентного смешения материала источника Гелацю с материалом двух других источников в лавах и пирокластическом материале вулкана Лаохейшан к качественно новому состоянию плавившихся компонентов магматической системы поля Удаляньчи.

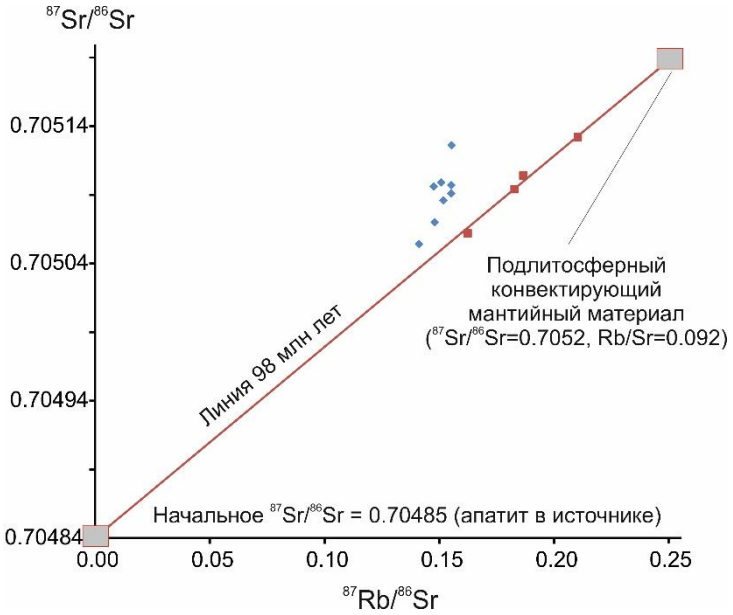

Рис. 10. Диаграмма $^{87}Sr/^{86}Sr$ – $^{87}Rb/^{86}Sr$ вулканических пород конуса Хуошаошан (Rasskazov et al., 2016). Четыре фигуративные точки (красные квадраты) распределены вдоль линии, наклон которой соответствует 98 млн лет. Другие фигуративные точки (синие ромбы) расположены выше этой линии.
Fig. 10. The diagram of $^{87}Sr/^{86}Sr$ vs $^{87}Rb/^{86}Sr$ for volcanic rocks from the Huoshaoshan volcano. Four data points (red squares) are distributed along the 98 Ma reference line. Other data points (blue rhombs) are plotted above the line.

ОБСУЖДЕНИЕ

Приведенные изотопно-геохимические данные о вулканических породах Северной Америки и Азии подводят к обсуждению трех главных вопросов: 1) о глобальном значении источников вулканизма Северной Америки и Азии, 2) о региональном значении источников вулканических полей пограничной территории Юго-Западной Монголии и Северного Китая и 3) о локальном значении источников поля Удаляньчи.

Источники вулканизма Северной Америки и Азии в глобальном контексте

Южно-Тихоокеанская аномалия нижней мантии с низкими скоростями P-волн маркируется базальтами с характеристикой HIMU (Jackson et al., 2018). Этот компонент образовался в мантии около 2 млрд лет назад, вследствие секвестрования Pb из мантии в ядро (Hart, Gaetani, 2006). Область базальтов с компонентом HIMU на юге Тихого океана охарактеризована как «Южно-Тихоокеанская Изотопная Термальная Аномалия» (SOPITA, South Pacific Isotopic Thermal Anomaly) (Staudigel et al., 1991). Аналог SOPITA – Африканская Изотопная Термальная Аномалия (AFITA, African Isotopic Thermal Anomaly), для которой также свойственны базальты с характеристикой HIMU. Антипод SOPITA – Азиатская Изотопная Термальная Аномалия (ASITA, Asian Isotopic Thermal Anomaly), для позднефанерозойских вулканических пород которой показательно отсутствие компонента HIMU (Rasskazov et al., 2020a). С использованием отношений ураногенного свинца ($^{207}Pb/^{204}Pb$ и $^{206}Pb/^{204}Pb$) в Азии датируются главные глобальные процессы ранней, средней и поздней геодинамических эпох эволюции Земли. Региональные мантийные процессы адаптируются к глобальным процессам. Отсутствие компонента HIMU в вулканических породах Азии свидетельствует об отсутствии воздействия ядра на азиатские мантийные процессы в среднюю геодинамическую эпоху. Именно поэтому, в отличие от мантии других регионов мира, мантия Азии содержит информацию о событиях ранней геодинамической эпохи.

Силикатная протомантия Земли образовалась из магматического океана после отделения ядра. Изотопные отношения ураногенного Pb вулканических пород северо-западной части Удоканского вулканического поля аппроксимировались линией с наклоном геохроны около 4.51 млрд лет, близкой к метеоритной геохроне. Для источников

вулканических пород Азии определены геохроны протомантии временного диапазона 4.54–4.44 млрд лет. Рано сгенерированная протомантия под Центральной и Восточной Азией имела низкое $\mu={}^{238}U/{}^{204}Pb$ (low μ, LOMU). Крутые геохроны вулканических пород дают возрастной интервал 4.54–4.47 млрд лет. В поздно сгенерированной протомантии значение μ возрастало. Предельно повышенное μ (elevated μ, ELMU) дает наклон геохроны, соответствующий возрасту 4.44 млрд лет. В Азии преобладают источники протомантии LOMU. Источники протомантии ELMU проявлены локально в вулканических породах Восточной Азии (поля Чеджу, Дариганга-Абага-Далинуор) и характеризуют в целом Южную Азию. По Pb–Pb изохронам на диаграмме ${}^{207}Pb/{}^{204}Pb$ – ${}^{206}Pb/{}^{204}Pb$ для вулканических пород позднего фанерозоя разных территорий Азии получены датировки в интервалах 1) 4.54–3.6 млрд лет, 2) 2.9–1.8 млрд лет и 3) <0.7 млрд лет.

Чтобы судить о возможном проявлении океанического слэбового компонента в позднекайнозойских расплавных аномалиях, нужно иметь в виду аппроксимацию современного состава MORB вторичной ${}^{207}Pb/{}^{206}Pb$ изохроной 1.77 млрд лет. Происхождение этого тренда объясняется по-разному (Рассказов, Чувашова, 2012). Важно, что совокупность точек диаграммы ${}^{207}Pb/{}^{204}Pb$ – ${}^{206}Pb/{}^{204}Pb$ с приблизительно таким же наклоном может характеризовать не только плавление континентальной мантии, но и материала океанического слэба, погруженного под континентальную литосферу в позднем кайнозое.

Скоростные модели мантии Восточной Азии, построенные разными авторами, свидетельствуют о стагнации высокоскоростного слэбового материала в переходном слое 410–660 км (Fukao et al., 1992; Bijwaard et al., 1998). Стагнирующий материал, однако, не относится к активному Тихоокеанскому слэбу, который начал погружаться под Азию с 22–18 млн лет назад. В переходном слое находятся фрагменты более древнего слэбового материала. Позднефанерозойские океанические плиты Палеопацифика Кула и Изанаги в основном скользили вдоль восточной окраины Азии (Hilde et al., 1977; Ханчук и др., 1997; Rasskazov, Taniguchi, 2006). Высокоскоростные фрагменты могли образоваться в раннем-среднем фанерозое и протерозое. Более того, под Восточной Азией сохранилась протомантия, которая вовлекалось в плавление в позднем кайнозое, например, в расплавной аномалии Чеджу (Rasskazov et al., 2020a).

Главные высокоскоростные аномалии нижней мантии Земли находятся под Азией и Северной Америкой, а главные низкоскоростные аномалии – под Южным Пацификом и Африкой (Castillo, 1988) (рис. 11). Возникает вопрос о характере глубинных источников вулканических пород Северной Америки: генерировались ли они в связи с эволюцией материала протомантии (подобно источникам Азии) или были производными мантии, существенно переработанной в среднюю геодинамическую эпоху, около 2 млрд лет назад (подобно источникам базальтов Южного Пацифика и Африки)? Казалось бы, глубинная геодинамика в Северной Америке и Азии должна быть одинаковой и содержать общие отличительные признаки по отношению к глубинной геодинамике Южного Пацифика и Африки. Источники кайнозойского вулканизма Азии и Северной Америки, однако, явно различаются. Изотопные датировки источников вулканических пород на западе США согласуются с возрастом геологических структур, доступных для изучения на земной поверхности. В Азии такого соответствия нет. Еще более существенное различие заключается в том, что в Северной Америке (на западе США) не известно источников вулканизма древнее 2.8 млрд лет, а в Азии источники перекрывают весь возрастной диапазон Земли, начиная с солидификации гадейского магматического океана. Различие диктуется тем, что в Северной Америке в кайнозое имела место односторонняя (западная) активная континентальная окраина, а в Азии обстановка восточной активной континентальной окраины сочеталась с кайнозойской конвергенцией южной окраины Азии с Индостаном.

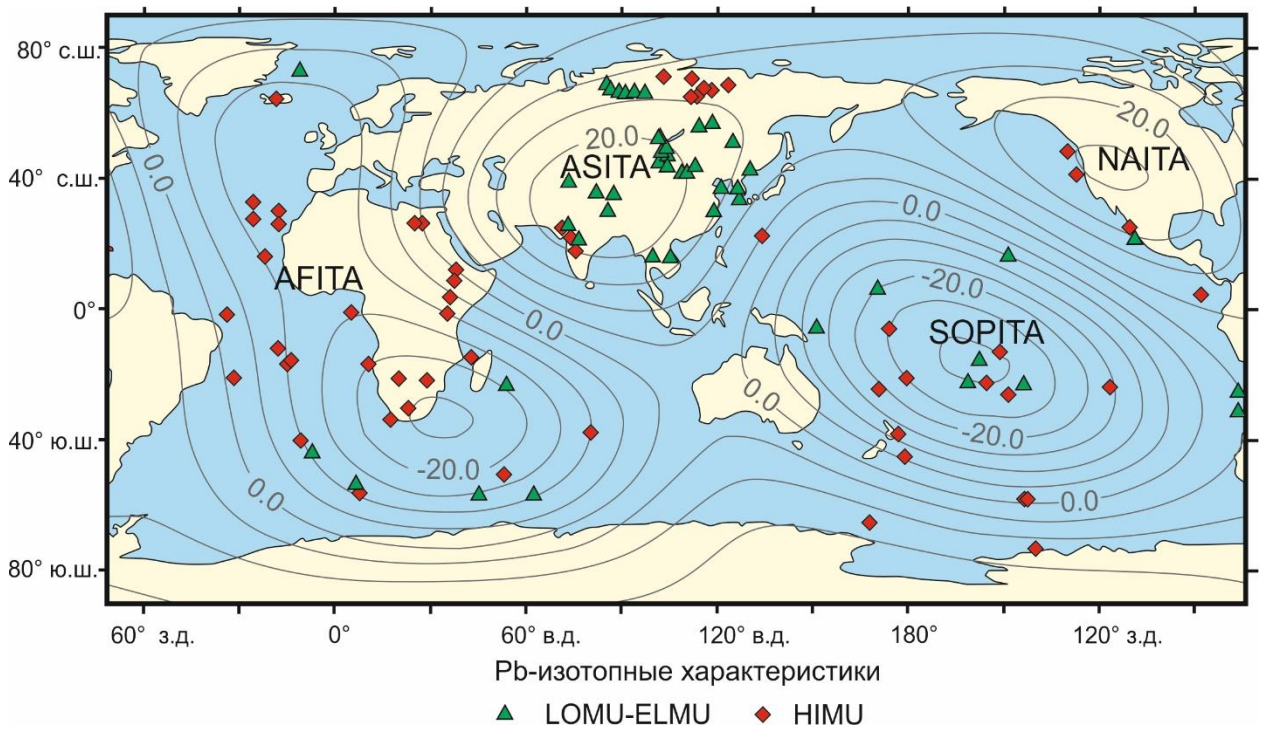

Рис. 11. Распределение аномалий плавления с характеристиками LOMU–ELMU в Азиатской области высоких скоростей и аномалиями с характеристиками HIMU в Южно-Тихоокеанской и Африканской областях низких скоростей. Изолинии средних по всей нижней мантии скоростей продольных волн (км/с) показаны по (Castillo, 1988). В Азии обозначены расплавные аномалии с характеристиками LOMU–ELMU и HIMU из работы (Rasskazov et al., 2020a), других регионах мира – из обзоров Jackson et al. (2018) и Homrighausen et al. (2018).

Fig. 11. Distribution of melting anomalies with LOMU–ELMU signatures in the Asian high-velocity domain and those with HIMU signatures in the South Pacific and African low-velocity domains. Isolines of the P-wave velocities (km/s) averaged over the entire lower mantle are shown after (Castillo, 1988). Indicated in Asia are the melting anomalies with the LOMU–ELMU and HIMU signatures after Rasskazov et al. (2020a) and in other regions of the world are those adopted from the reviews by Jackson et al. (2018) and Homrighausen et al. (2018).

На западе США низкоскоростные аномалии ярко выражены на малых глубинах мантии (до 200 км). Некоторые аномалии (например, Высокой Лавовой Равнины, HLP) не имеют корня, другие (например, Равнины Йеллоустоун – Реки Снейк, YSRP) протягиваются на глубину. В провинции Бассейнов и Хребтов (B&R) обширные низкоскоростные аномалии распространяются до переходного слоя 410–660 км (рис. 12). Происхождение этой области связывается с погружением плиты Фаралон в более глубокую мантию. Низкоскоростным аномалиям соответствуют обширные области деформаций коры и вулканизма, источники которого имеют в целом меньшие глубины, чем источники вулканизма Азии. Признаки стагнирования слэбов в переходном слое мантии проявляются в северной части территории в виде высокоскоростных фрагментов F1, F2 и F3 (рис. 13c, e).

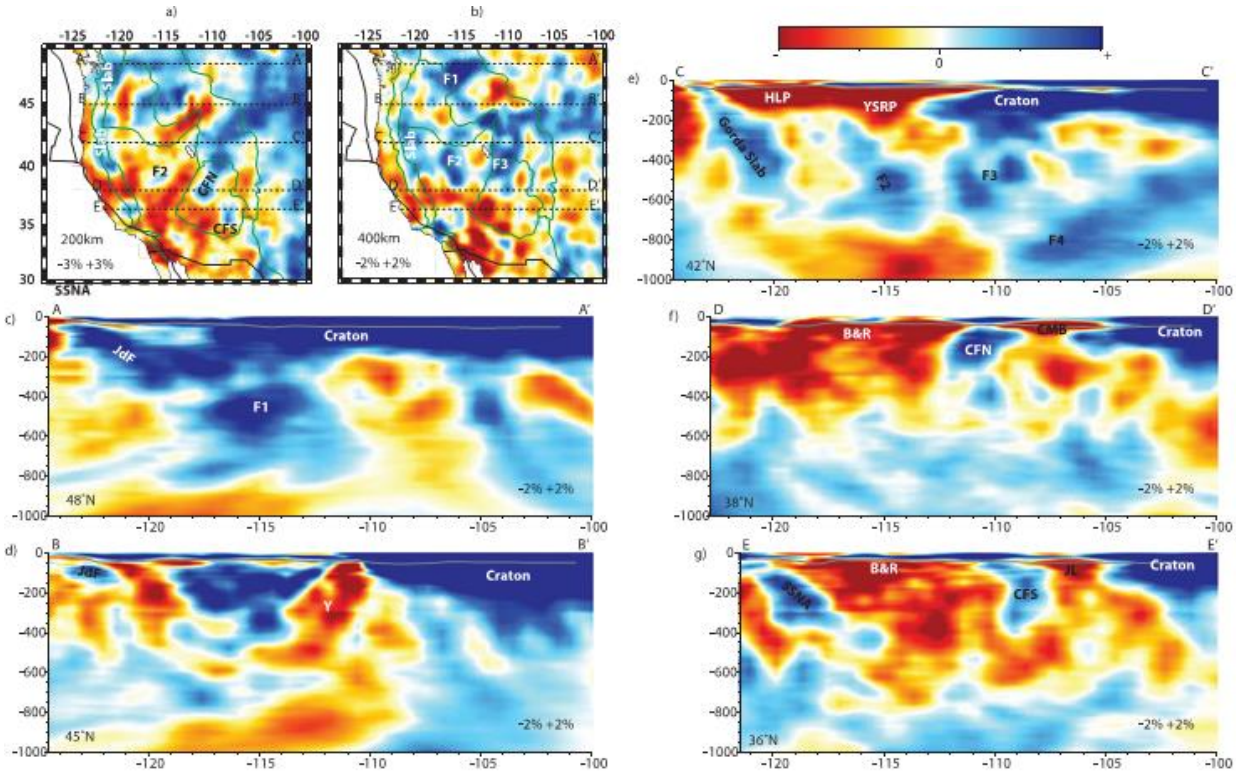

Рис. 12. Вертикальные разрезы субширотной модели DNA10-S (Obrebski et al., 2011). Диапазон цветовой шкалы, используемый для представления аномалий скорости, варьируется от глубины одного участка к другому и указывается на каждом участке. Графики (*a*) и (*b*) представляют собой карты модели на глубине 200 и 400 км, которые показывают положение сечений (*c*)–(*g*) вдоль 48, 45, 42, 38 и 36° с.ш. Максимальная глубина вертикальных разрезов составляет 1000 км. Долгота указана по горизонтальной оси. Серая линия — раздел Мохо. Поперечное сечение (*c*) в северной части Каскадии показывает непрерывную плиту Хуан де Фука (JdF), которая уплощается на глубине 300 км и соединяется с широкой высокоскоростной аномалией, наблюдаемой до глубины 800 км. Быстрая неглубокая аномалия, свидетельствующая о неповрежденной литосфере Северо-Американского кратона, прослеживается от восточного края модели до –116° з.д.; панель (*d*) иллюстрирует слабое выражение плиты ниже 150 км под Орегоном. Быстрый блок зажат между областью медленных скоростей выше и восточнее слабой плиты на западе и Йеллоустонской аномалией (Y) на востоке; панель (*e*) показывает несколько быстрых аномалий (F2, F3, F4) на уровне погружающейся в настоящее время плиты Горда. Все аномалии расположены к северу от южного края погружающейся в настоящее время плиты. Это поперечное сечение также показывает низкие скорости под Высокой Лавовой Равниной (HLP) и Равниной Йеллоустоун — Реки Снейк (YSRP). Аномалия YSRP простирается глубже, чем HLP, что позволяет предположить, что эти два вулканических поля имеют разную структуру. Панели (*f*) и (*g*) показывают структуру Бассейнов и Хребтов (B&R), плато Колорадо, Скалистых гор и Великих Равнин. Низкие скорости наблюдаются под B&R в астеносферном окне, оставшимся после удаления плиты Фараллон. Низкие скорости также обнаруживаются под Минеральным Поясом Колорадо (CMB) и Линеаментом Хемез (JL). На панелях (*f*) и (*g*) показана вертикальная геометрия быстрых аномалий под южной частью Сьерра-Невады (SSNA), а также под плато Колорадо (CFN и CFS).

Fig. 12. E–W vertical cross-sections through the DNA10-S model (Obrebski et al., 2011). Note that the colour-scale range used to represent velocity anomalies varies from one depth plot to another and is indicated on each plot. Plots (*a*) and (*b*) are map views of the model at 200 and 400 km depth that show the position of the cross-sections (*c*)–(*g*) at 48, 45, 42, 38 and 36◦N. The maximum depth of the vertical cross-sections is 1000 km. The longitude is shown on the horizontal axes. The grey line is the Moho discontinuity. Cross-section (c) in northern Cascadia shows a somewhat continuous Juan de Fuca slab (JdF) that flattens at 300 km depth and connects to a broad fast anomaly observed down to 800 km. A fast shallow anomaly, indicative of intact lithosphere of the North American craton, is observed from the eastern edge of the model as far west as –116◦W; (*d*) illustrates the weak signature of the slab below 150 km beneath Oregon. A fast block is sandwiched between slow velocities above and to the east of the weak slab on the west, and the Yellowstone anomaly (Y) on the east; (*e*) shows several fast anomalies (F2, F3, F4) aligned with the currently subducting Gorda slab and all located north from the southern edge of the presently subducting slab. This cross-section also shows the low velocities beneath the High-Lava Plain (HLP) and the Yellowstone-Snake River Plain (YSRP). Note that the YSRP anomaly extends deeper than the HLP, suggesting these two volcanic fields are structurally different. (*f*) and (*g*) show the structure of the Basin and Range (B&R), Colorado Plateau, Rocky Mountains and Great Plains. Low velocities are observed beneath the B&R in the asthenospheric window left by the removal of the Farallon slab. Low velocities are also found beneath the Colorado Mineral Belt (CMB) and Jemez Lineament (JL). The vertical geometry of the fast anomalies beneath the southern Sierra Nevada (SSNA) and also beneath the Colorado Plateau (CFN and CFS) is shown in (*f*) and (*g*).

Отсутствие в расплавных аномалиях Северной Америки материала древнее 2.8 млрд лет свидетельствует о полном замещении протомантии слэбовым материалом. Следовательно, глобальные низкоскоростные аномалии нижней мантии под Азией и Северной Америкой нельзя считать идентичными. Азиатская аномалия представляет собой остов нижней протомантии, уцелевший от воздействия слэбов, а Североамериканская аномалия образовалась в результате концентрированного погружения слэбов. Возможно, слэбы погружались здесь неоднократно в истории Земли, но динамика погружения (даунвэллинга) проявилась здесь на позднем мантийном геодинамическом этапе эволюции Земли. Северо-Американская Изотопная Термальная Аномалия (NASITA, North American Isotopic Thermal Anomaly) выстраивается в возрастной ряд глобальных аномалий и, несмотря на сходство по высоким скоростям с ASITA (см. рис. 11), NASITA представляет собой самостоятельный (третий) тип глобальной нижнемантийной неоднородности (рис. 13).

Представленная последовательность образования глобальных высокоскоростных и низкоскоростных аномалий нижней мантии Земли находит логическое объяснение с точки зрения перехода перовскит–постперовскит с выделением тепла и разогрева кладбищ слэбов на границе ядро–мантия (Maruyama et al., 2007). Низкоскоростная неоднородность ASITA никогда не была кладбищем слэбов, а представляет собой протомантийный остов, в котором сохранялся низкотемпературный режим в истории Земли до настоящего времени (температура 2000 К). В конце средней мантийной геодинамической эпохи (около 2 млрд лет назад) на основе кладбищ слэбов образовались глобальные нижнемантийные низкоскоростные неоднородности SOPITA и AFITA. Одновременное образование с разогревом двух кладбищ слэбов до 4000 К, по-видимому, отразило двуячеечную конвекцию, существовавшую в мантии Земли в среднюю мантийную геодинамическую эпоху. В позднюю геодинамическую эпоху концентрированное погружение слэба в нижнюю мантию проявилось только под Северной Америкой. В конце поздней геодинамической эпохи (около 10 млн лет назад) в нижнюю мантию вошла плита Фаралон, которая создала в ней избыточную плотность. Для разогрева слэбового материала на границе ядро-мантия и создания низкоскоростной неоднородности типа SOPITA и AFITA требуется время.

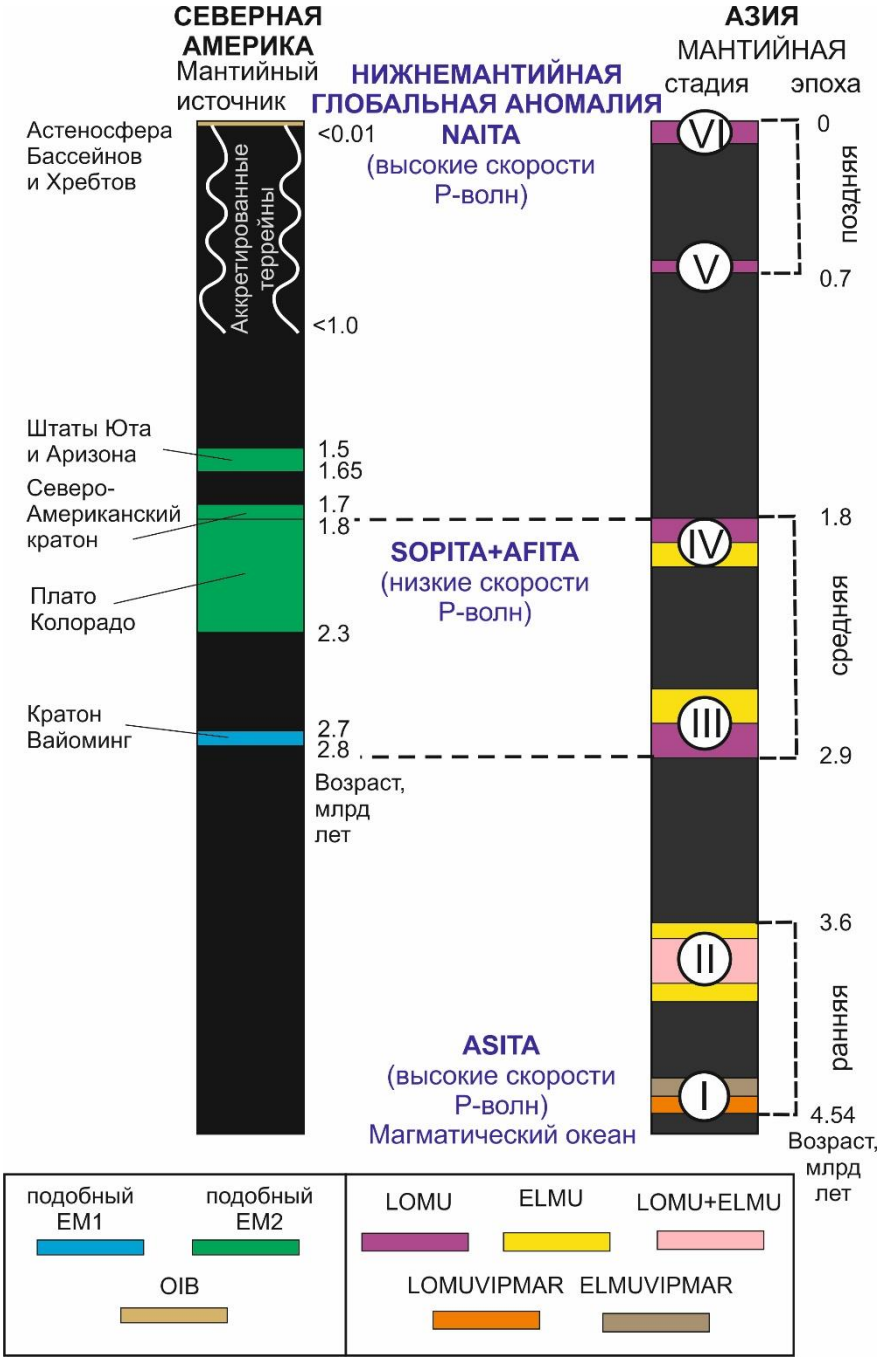

Рис. 13. Сопоставление Pb-изотопной систематики мантийных эпох и стадий, обозначенных в источниках вулканических пород нестабильной Азии (Rasskazov et al., 2020a), с возрастными оценками мантийных источников Северной Америки, подобных EM1, EM2 и OIB (данные приведенного обзора).
Fig. 13. Comparison of the Pb-isotope systematics of mantle epochs and stages, indicated in sources of volcanic rocks from unstable Asia (Rasskazov et al., 2020a), with age estimates of mantle sources in North America, EM1- like, EM2-like, and OIB (review data in the text).

Источники вулканизма регионального значения

Позднефанерозойские вулканические породы Азии маркируют **Э**волюционированные **П**рото**М**антийные **И**сточники (МЭПИ) и **КО**мплементарные **К**оро**М**антийные **И**сточники (КОМКИ) (рис. 11). Материал МЭПИ подобен материалу источников базальтов океанических островов (OIB) и, следовательно, может относиться к глубокой мантии Земли. Материал КОМКИ отличается от материала источников OIB и обозначает протолиты коромантийного перехода,

которые могут характеризовать в целом верхнюю хрупкую (литосферную) оболочку Земли в геофизическом понимании, но с добавлением подстилающей литосферу вязкой части мантии, не фиксируемой геофизическими методами в составе литосферы. По OIB-подобным магматическим источникам глубокой мантии и источникам, отличающимся от OIB, определяются зоны структурного несогласия, которые могут играть роль границ существенного разноглубинного смещения слоев МЭПИ относительно слоев КОМКИ.

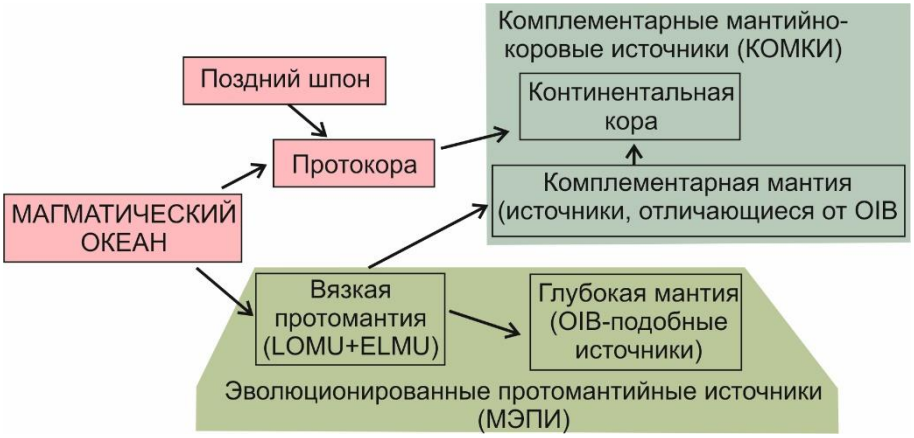

Рис. 14. Блок-диаграмма образования источников позднефанерозойских вулканических пород Азии.
Fig. 14. Flow-chart for generation of sources for Late Phanerozoic volcanic rocks in Asia.

На территории Азии материал МЭПИ представлен на Витимском поле, в Абага-Даригангской, Уланхада-Ханнуобинской вулканических областях и, возможно, в Шкотовско-Шуфанской вулканической области, материал КОМКИ – на Удоканском поле, вулканических полях Тункинской долины и Хангайской вулканической области (Rasskazov et al., 2021; Чувашова и др., 2022).

Вдоль Японско-Байкальского геодинамического коридора реализуется движение верхней части коры с современной скоростью 3 см/год (данные GPS-геодезии) относительно Северо-Байкальской и Шкотовско-Шуфанской низкоскоростных аномалий по относительно малоглубинной зоне структурного несогласия МЭПИ и КОМКИ, не нарушившей корневых частей расплавных аномалий. Широкая и протяженная Восточно-Монгольская низкоскоростная аномалия распространяется от оси геодинамического коридора до Уланхада-Ханнуобинской расплавной аномалии в связи с более глубокой (150–300 км) активизацией зоны структурного несогласия МЭПИ и КОМКИ.

Геохимические характеристики вулканических пород Витимского поля подобны характеристикам OIB, а характеристики вулканических пород Удоканского поля отличаются от них. Следовательно, Витимская расплавная аномалия образовалась из протолита МЭПИ, а Удоканская – из протолита КОМКИ.

Геохимические характеристики вулканических пород Ханнуоба-Даригангской группы полей, подобные характеристикам OIB, свидетельствуют о плавлении протолитов МЭПИ. По изотопным отношениям Pb, источники вулканических пород Даригангского поля представлены протомантийным материалом ELMU возрастом около 4.45 млрд лет и производным от него материалом, истощенным 3.69, 2.16 и 1.74 млрд лет назад. Источником вулканических пород поля Абага служил протомантийный протолит ELMU возрастом около 4.44 млрд лет, а источником вулканических пород поля Далинуор – такой же и слегка более древний протомантийный материал ELMU, претерпевший частичную дифференциацию около 3.39 млрд лет назад.

В источниках лав, извергнутых на вулканических полях Северо-Китайского кратона, был представлен материал LOMU. Протомантийные источники вулканических пород Уланхады (W) и Ханнуобы (H) определяются максимальными значениями $^{207}Pb/^{204}Pb$ компактных групп точек, соответствующих

геохронам 4.545 млрд лет и 4.52 млрд лет. Источник H дает линии вторичных изохрон, наклоны которых соответствуют возрастам около 2.62 и 1.81 млрд лет. Фигуративные точки Дзининг рассеиваются вдоль тренда точек пород Ханнуобы от источника W и не распространяются правее его геохроны. Точки ранних лав территории Байинсиан (извержения 33 млн лет назад) обозначают тренд, наиболее продвинутый в низкорадиогенную область диаграммы с наклоном, соответствующим возрасту источника около 1.48 млрд лет.

Из результатов проведенного анализа следует вывод о единстве механизмов развития Витимо-Удоканской и Ханнуоба-Сюнкской зон угловой горячей транстенсии в Японско-Байкальском геодинамическом коридоре при инициирующей роли геодинамических центров Витимской и Ханнуоба-Даригангской расплавных аномалий. Источники магм находились ниже структурного несогласия глубокой мантии с зоной коромантийного перехода и были подобны источникам OIB. Импульсные вулканические извержения последних 18–16 млн лет обеспечивались и в Витимо-Удоканской, и Ханнуоба-Сюнкской зонах угловой горячей транстенсии. Подобно тому, как геодинамический центр Витимской расплавной аномалии отражал квазипериодическое зарождение деформационно-магматических импульсов в субмеридиональной ветви Витимо-Удоканской зоны угловой горячей транстенсии, геодинамический центр Ханнуоба-Даригангской расплавной аномалии обеспечивал зарождение деформационно-магматических импульсов в юго-западной ветви Ханнуоба-Сюнкской зоны угловой горячей транстенсии.

Материал МЭПИ геодинамических центров Витимской, Шкотовско-Шуфанской и Ханнуоба-Даригангской расплавных аномалий поднимался из глубокой мантии в связи с повышенной мел-палеогеновой активностью юго-западного крыла Японско-Байкальского геодинамического коридора, выраженной вулканическими извержениями временного интервала 90–25 млн лет назад. Подъем материала МЭПИ геодинамических центров резко обозначился в раннем-среднем миоцене во время раскрытия задугового Япономорского бассейна около 15 млн лет назад в связи с вращением Юго-Западной Японии по часовой стрелке. В Витимской расплавной аномалии плавился только материал протомантийного источника LOMU и его производных, тогда как в Ханнуоба-Даригангской расплавной аномалии латерально сменялись протомантийные источники LOMU–ELMU и их производные. Геодинамические центры Витимской и Шкотовско-Шуфанской расплавных аномалий проявляли активность в оси Японско-Байкальского геодинамического коридора на фоне малоглубинных смещений в зоне структурного несогласия МЭПИ–КОМКИ, тогда как геодинамический центр Ханнуоба-Даригангской расплавной аномалии активизировался в условиях относительного погружения зоны структурного несогласия в его юго-западном крыле.

Оценки возраста источников свидетельствуют о генерации магм из материала протомантии и двух эпизодах его преобразования в источниках вулканических пород территории: раннеархейском (3.69–3.39 млрд лет назад) и палеопротерозойском (2.16–1.74 млрд лет назад) (рис. 15). Эти эпизоды соответствовали окончаниям ранней и средней мантийных геодинамических эпох эволюции Земли (Rasskazov et al., 2020a). Породы поля Байинсиан с наименее радиогенным Pb дают самый молодой возраст протолита источника 1.48 млрд лет.

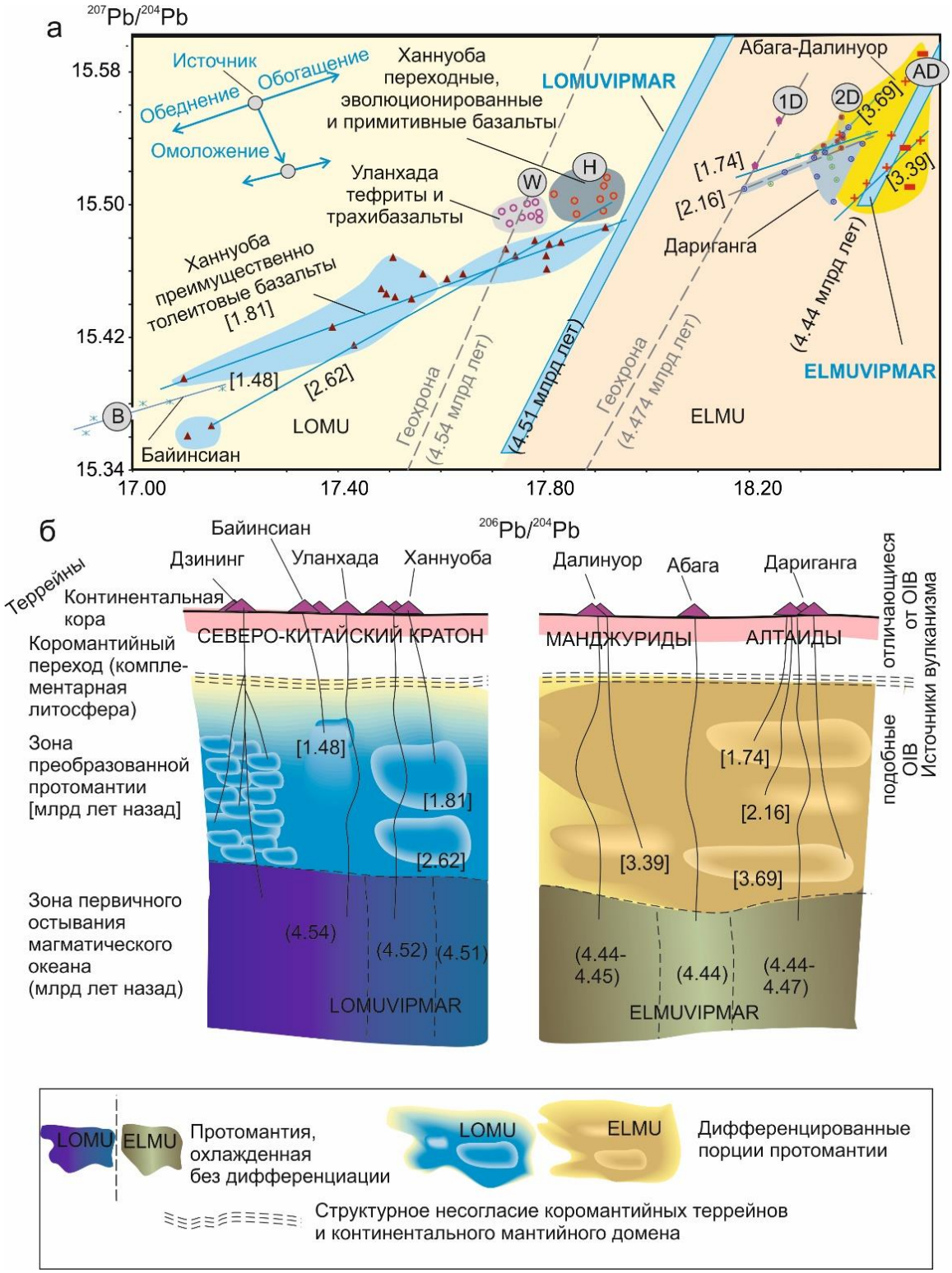

Рис. 15. Диаграмма $^{207}Pb/^{204}Pb$ – $^{206}Pb/^{204}Pb$ вулканических пород Ханнуоба-Даригангской группы вулканических полей пограничной территории Монголии и Китая (*а*) и иллюстрация предполагаемого распределения источников (*б*). LOMUVIPMAR и ELMUVIPMAR – источники вязкой протомантии, соответственно, с низким и повышенным μ. Цифрами в скобках показаны датировки источников магм, млрд лет.

Fig. 15. Diagram $^{207}Pb/^{204}Pb$ vs $^{206}Pb/^{204}Pb$ of volcanic rocks of the Hannuoba-Dariganga group of volcanic fields in the border area between Mongolia and China (*a*) and an illustration of the proposed distribution of sources (*б*). LOMUVIPMAR and ELMUVIPMAR are sources of viscous protomantle with low and elevated μ, respectively. Numbers in brackets indicate ages of magma sources, Ga.

Характер источников мел-палеогеновых вулканических пород Южной Гоби существенно отличается от одновозрастных пород Средней Гоби. На диаграмме 10^{-3}K/Ta – La/Ta разновозрастные лавы дают фигуративные поля разнородных протолитов в источниках (Рассказов и др., 2012). Тренд изотопных отношений ураногенного Pb аппроксимируется линией, крутой наклон которой свидетельствует об общей связи источников с протомантией. Все составы лав Средней Гоби концентрируются на диаграмме 10^{-3}K/Ta – La/Ta в едином поле, протягивающемся ниже составов примитивной мантии и E-MORB, что может свидетельствовать об общем источнике, в качестве которого служил слэбовый материал с примесью рециклированных осадков (Рассказов и др., 2012). Определения изотопных отношений Pb в этих породах показали линейное распределение фигуративных точек, которое интерпретировалось по такому же сценарию (Kuznetsov et al., 2022). Расчет наклона линии, которой аппроксимируется система точек начальных отношений $^{207}Pb/^{204}Pb$ и $^{206}Pb/^{204}Pb$ (без точки SG-4/25, выпадающей из общего тренда), дает возраст около 1.26 млрд лет (около 1.33 млрд лет относительно настоящего времени). Эта оценка возраста подтверждает существенное различие источников мел-палеогеновых вулканических пород Южной и Средней Гоби. Учитывая сравнительно молодую датировку источника палеогеновых вулканических пород Байинсиан (1.48 млрд лет), датировка 1.33 млрд лет пород Средней Гоби может обозначать тенденцию к омоложению возраста источников базальтов позднего мела и палеогена, хотя для источника вулканических пород этого возрастного интервала получаются также более древние Pb–Pb дитировки: для базальтов возрастом около 60 млн лет поля Лаохутай – датировка 3.69 млрд лет (Xu, 2014), для палеогеновых базальтов депрессии Сяляохэ Бохайского бассейна – 2.55 млрд лет (Wu et al., 2014).

На рис. 16 подчеркивается различие движений литосферы относительно низкоскоростных (расплавных) аномалий вдоль оси Японско-Байкальского геодинамического коридора и его юго-западного фланга. Вдоль оси Витимское поле и Шкотовско-Шуфанская группа вулканических полей смещались одинаково с закрепленной в литосфере вулканической активностью в последние 15 млн лет по отношению к соответствующим верхнемантийным низкоскоростным аномалиям. Проникновение магматических расплавов от них в перекрывающую литосферу прекращалось.

Корейско-Бохайская группа вулканических полей с продолжительной вулканической активностью пространственно соответствует верхнемантийной низкоскоростной аномалии. Ханнуоба-Даригангская группа смещена на 300–400 км относительно мел-палеогеновых полей и в настоящее время пространственно совмещена с верхнемантийной низкоскоростной аномалией. Наконец, Южно-Гобийская группа вулканических полей потеряла активность в конце палеогена и оказалась смещенной относительно низкоскоростной аномалии переходного слоя приблизительно на 600 км без проникновения магматических расплавов в перекрывающую литосферу (Rasskazov, Chuvashova, 2017).

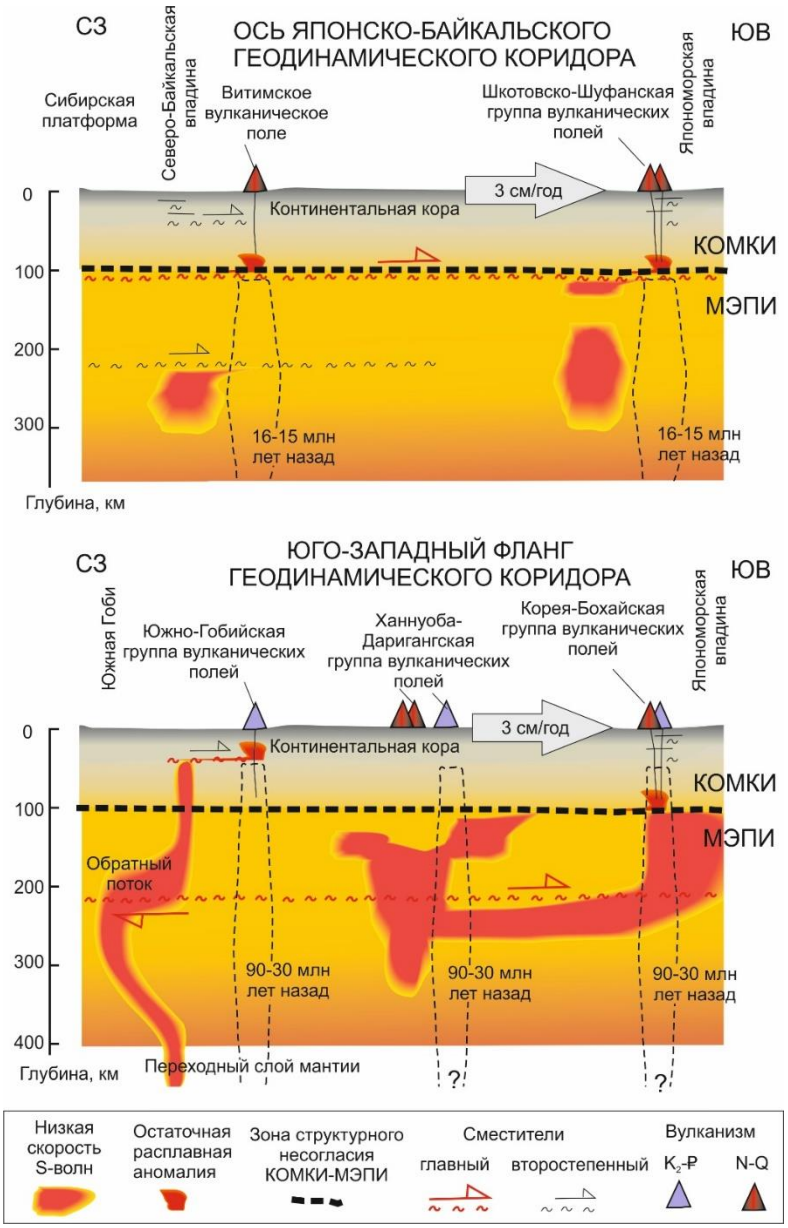

Рис. 16. Схематичные профили распределения низкоскоростных аномалий в верхней мантии в оси Японско-Байкальского геодинамического коридора (*а*) и на его юго-западном фланге (*б*) (объяснение в тексте).

Fig. 16. Schematic profiles showing low-velocity anomalies in the upper mantle along the axis of the Japan-Baikal geodynamic corridor (*a*) and on its southwestern flank (*б*) (explanation in the text).

Источники вулканизма локального значения

В качестве показательных примеров источников вулканизма локального значения служат кайнозойские вулканические породы Тункинской долины и поля Удаляньчи. Локальный характер литосферных источников вулканических пород Тункинской долины обосновывался в работах (Рассказов и др., 2013; Аило и др., 2021; Чувашова и др., 2022). Локальный характер литосферных источников вулканических пород поля Удаляньчи определялся в работах (Чувашова и др., 2007; Рассказов и др., 2011, 2012; Rasskazov et al., 2016, 2020b) и становится еще более очевидным в настоящей работе при рассмотрении перехода от начальной изолированности источников к режиму смешения их материала (см. рис. 9).

На диаграмме Th/Yb – Ta/Yb фигуративные точки вулканических пород поля Удаляньчи в целом смещены выше направления OIB+MORB (Rasskazov et al., 2020b). Такая

особенность распределения Th–Ta–Yb и другие геохимические характеристики свидетельствуют о литосферном происхождении выплавок. Подобный вывод, сделанный в работе (Zhang et al., 1995), подтверждается локальным характером источников вулканов с их последовательной активизацией (см. рис. 9).

Источники вулканов поля Удаляньчи объединяются с источниками вулканов полей Келуо, Еркешан и Сяогулихе в субмеридиональную вулканическую зону протяженностью около 500 км. Основанием для такого объединения служит калиевый состав вулканических пород, распространяющихся вдоль всей зоны (Zhang et al., 1995; Wang, Chen, 2005; Rasskazov et al., 2016).

По изотопным отношениям Pb источники пород полей Удаляньчи, Келуо и Еркешан (зоны WEK (Zhang et al., 1995)) резко отличаются от источника ультракалиевых пород Сяогулихе, имеющих существенно менее радиогенный состав Pb (Rasskazov et al., 2020a). Подобно другим источникам зоны калиевого вулканизма, источник Сяогулихе локализован и фактически не связан с источниками зоны WEK.

На фоне геохимически близких составов пород полей зоны WEK поле Келуо резко выделяется по наличию, наряду с умеренно- и низко-Mg породами, высоко-Mg оливиновых лейцититов (с содержанием MgO 12–14 мас.%), а породы поля Еркешан – наличием только низко-Mg пород (с содержанием MgO 5.4–6.8 мас.%). В породах поля Удаляньчи находятся умеренно- и низко-Mg породы (соответственно, с содержаниями MgO 6.8–8.2 и 5.4–6.8 мас.%) Таким образом, с юга на север, от Еркешана через Удаляньчи к Келуо, источники зоны WEK становятся более магнезиальными (т.е. производят более высокотемпературные магматические расплавы).

Последовательное включение источников поля Удаляньчи, имеющего промежуточное пространственное положение между полями Еркешан и Келуо, свидетельствует, однако, об их локальном значении (а, следовательно, о локальном значении источников и на других полях зоны WEK).

В U–Pb (и частично в Rb–Sr) изотопных системах источники вулканических пород поля Удаляньчи отразили протолиты палеопротерозойских источников Лаошантоу и Гелацю возрастом около 1.88 млрд лет и позднефанерозойских источников Уоху, Хуо и Молабу, которые генерировались последовательно в рамках единого тектонического процесса в литосфере бассейна Сунляо, получившего развитие в последние 150 млн лет. Событие источника Уоху конца юры (около 150 млн лет назад) отразило начало рифтогенеза в бассейне Сунляо, а событие источника Хуо рубежа раннего и позднего мела (около 100 млн лет назад) – переход от синрифтового этапа его эволюции к пострифтовому (Wang et al., 2016). Проявление нулевого события источника Молабу маркировало такие же по значимости процессы преобразования литосферы, сопровождавшиеся вулканизмом поля Удаляньчи.

Главную роль играли источники Лаошантоу и Гелацю, проявившиеся, соответственно около 2.5 и 2.0 млн лет назад и участвовавшие в смешении с материалом других источников в интервале от 0.5 млн лет назад до 1720 г.

Смена источников вдоль линии мигрирующий извержений от потока Лаошантоу до вулкана Хуошаошан (рис. 17) объясняется действием механизма распространения разрыва, показателем которого служит извержение материала источника Лаошантоу, проявившегося в начале вулканизма около 2.5 млн лет назад. Маркирование разрыва прерывалось под вулканом Уохушан 1.3–0.8 млн лет назад и возобновлялось вновь на вулканах Бидзиашан и Лаохейшан в интервале от 0.5 млн лет назад до 1720 г. Маркирование разрыва источником Лаошантоу прекратилось одновременно с прекращением действия источника Гелацю при включении источника Хуо. Этот новый источник обозначил структурную перестройку, произошедшую в 1721 г. Принимая во внимание умеренно-Mg состав лав конуса Хуошаошан, можно предположить генетическую связь пород с умеренно-Mg породами других вулканов. Смещение точек выше и ниже тренда источника Хуо (см. рис. 9к) может быть связано с подпиткой извержения вулкана Хуошаошан умеренно-Mg расплавами, соответственно, из

источников Лонгмень и Молабу (Rasskazov et al., 2020b).

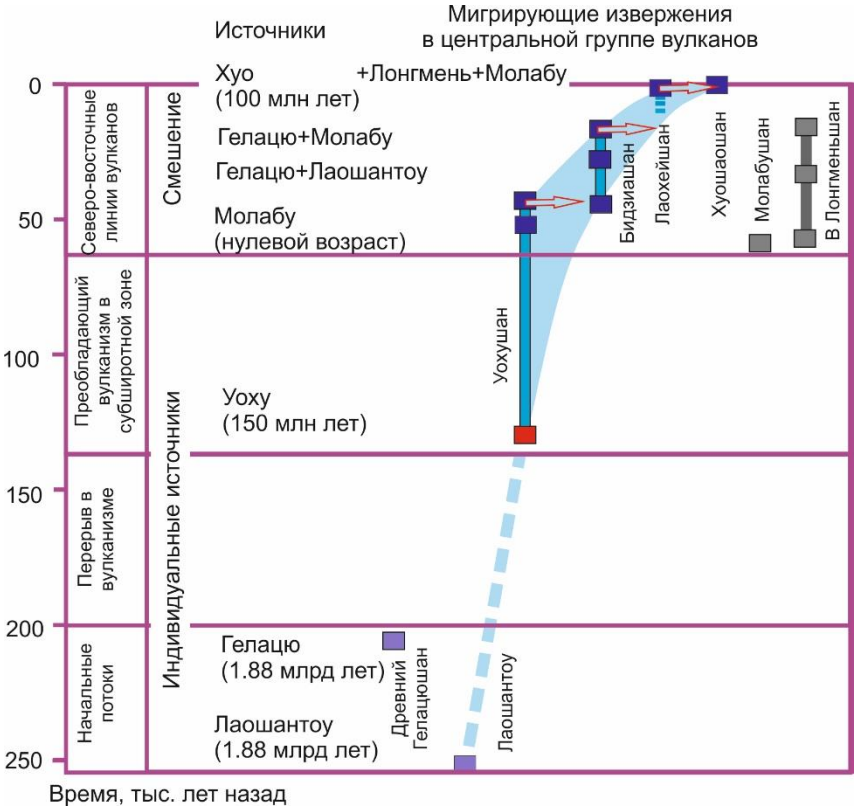

Рис. 17. Смена источников на вулканах поля Удаляньчи. В скобках показан возраст источников. Схема из работы (Rasskazov et al., 2016) с дополнениями.
Fig. 17. Change of sources for volcanoes of the Wudalianchi field. Ages of sources are shown in parentheses. The scheme is modified after Rasskazov et al. (2016).

Смена менее магнезиальных пород более магнезиальными в зоне WEK подобна смене состава менее магнезиальных пород более магнезиальными в зоне полей Дариганга, Абага и Далинуор, породы которых характеризуют источники, имеющие региональное значение (с меняющимся изотопным составом Pb). Различие между источниками регионального и локального значения заключается в принадлежности первых к подлитосферной части мантии, вторых – к литосфере. Поскольку литосферные источники распространены на западе США, можно ожидать распространения на этой территории локального проявления и смешения материала источников, установленного на поле Удаляньчи и в Тункинской долине.

Заключение

Обзор существующих подходов к изучению источников вулканических пород через их датирование в регионах Азии и запада Северной Америки показал разную достоверность полученных результатов. Существующая практика модельных расчетов в U–Pb-, Sm–Nd- и Rb–Sr-изотопных системах для оценки времени инкубации источников дает противоречивые результаты. Удовлетворительное соответствие между датировками протолитов источников и возрастом пород верхней части коры юго-запада Северной Америки получается при использовании изохронных рядов фигуративных точек геохимически-близких между собой вулканических пород на диаграмме $^{207}Pb/^{204}Pb$ – $^{206}Pb/^{204}Pb$. Такие построения для вулканических пород Азии в исключительных случаях согласуются с построениями изохрон в Sm–Nd- и Rb–Sr-изотопных системах.

В позднем фанерозое Земли выделяются источники вулканических пород глобального, регионального и локального значения (рис. 18). Источники глобального значения обозначены быстрыми аномалиями нижней

мантии Земли ASITA и NAITA, а также медленными аномалиями SOPITA и AFITA. ASITA характеризуется расплавными аномалиями протомантии LOMU и ELMU нижнемантийного остова Азии ранней мантийной геодинамической эпохи. SOPITA и AFITA маркированы плюмовым компонентом HIMU, который генерировался в нижней мантии юга Тихого океана и Африки в среднюю мантийную геодинамическую эпоху, около 2 млрд лет назад. NAITA обозначается расплавными аномалиями, связанными с генерацией высокоскоростной нижнемантийной аномалии Северной Америки в позднюю мантийную геодинамическую эпоху. Источники регионального значения представляют собой выплавки, генерирующиеся под литосферой из материала эволюционировавших однородных глубинных резервуаров и характеризующихся единой геохимической структурой вулканических пород в крупных вулканических областях (МЭПИ – источники эволюционированной протомантии). Породы Уланхада-Ханнуобинской вулканической области генерировались при эволюции протомантии LOMU и сменялись по латерали породами Абага-Даригангской вулканической области, которые генерировались из протомантии ELMU. Источники локального значения проявляются в ограниченных объемах выплавок из литосферы, неоднородной по возрасту и составу (КОМКИ – комплементарные коромантийные источники). Объединение вулканических пород из таких источников в генеральную совокупность вулканического поля или региона не имеет смысла. Выплавки из разновозрастных источников поля Удаляньчи были обособлены при начальной активизации вулканизма во временном интервале 2.5–0.8 млн лет назад и смешивались в ходе пространственно-временной эволюции вулканизма в последние 0.6 млн лет. Источники локального значения расшифровываются в случаях генерации вулканических пород Азии и Северной Америки в литосфере.

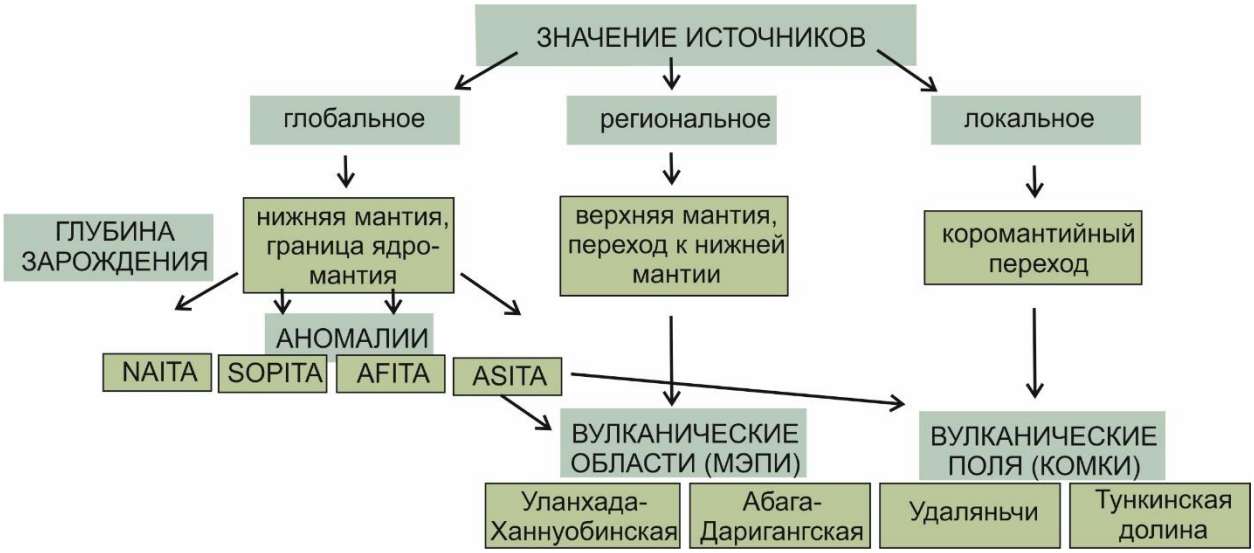

Рис. 18. Блок-диаграмма глобального, регионального и локального значения источников позднефанерозойских вулканических пород Азии. В качестве примеров рассматриваются Уланхада-Ханнуобинская и Абага-Даригангская вулканические области (МЭПИ) и вулканические поля (КОМКИ) Удаляньчи и Тункинской долины (объяснения в тексте).

Fig. 18. Flow-chart for global, regional and local significance of sources for Late Phanerozoic volcanic rocks in Asia. As examples, the Wulanhada-Hannuoba and Abaga-Dariganga volcanic regions (МЭПИ) and Wudalianchi and Tunka Valley volcanic fields (КОМКИ) are considered (explanations in the text).

Источники расплавных аномалий регионального и локального значения активизировались в Японско-Байкальском геодинамическом коридоре в связи с развитием зон угловой горячей транстенсии (Окусири-Куандянской, Ханнуоба-Сюнкской и Витимо-Удоканской) с геодинамическими центрами (Окусири, Ханнуоба-Даригангским и Витимским). В геодинамическом центре Окусири раскрывался задуговый Япономорский бассейн с вращением Юго-Западной Японии по часовой стрелке около 15 млн лет назад и

образованием субширотной зоны спрединга. Деформационно-магматические импульсы распространялись от этого геодинамического центра в субмеридиональную ветвь вулканических полей Чангбай–Куандян Окусири-Куандянской зоны угловой горячей транстенсии. В Ханнуоба-Даригангском геодинамическом центре генерировались деформационно-магматические импульсы, которые распространялись в субширотную ветвь вулканических полей Нуоминхе, Удаляньчи, Сюнке и Амурзет Ханнуоба-Сюнкской зоны угловой горячей транстенсии. В Витимском геодинамическом центре генерировались деформационно-магматические импульсы, которые распространялись в субширотную ветвь Витимо-Удоканской зоны угловой горячей транстенсии литосферы.

Литература

Аило Ю, Рассказов С.В., Ясныгина Т.А., Чувашова И.С., Сие Чжэньхуа, Сунь Йи-минь Базальты Быстринской зоны из источников континентальной литосферной мантии: Тункинская долина Байкальской рифтовой системы // Геология и окружающая среда. 2021. Т. 1, № 1. С. 38–53.

Влодавец В.И. О некоторых чертах кайнозойского вулканизма Даригангской области Монголии // Вопросы геологии Азии. М.: Изд-во АН СССР. 1955. Т. 2. С. 679–685.

Рассказов С.В., Чувашова И.С. Радиоизотопные методы хронологии геологических процессов: учебное пособие. Иркутск: Иркут. ун-т, 2012. 300 с.

Рассказов С.В.,Чувашова И.С., Лиу Я., Менг Ф., Ясныгина Т.А., Фефелов Н.Н., Саранина Е.В. Соотношения компонентов литосферы и астеносферы в позднекайнозойских калиевых и калинатровых лавах провинции Хелунцзян, Северо-Восточный Китай // Петрология. 2011. Т. 19, № 6. С. 599–631.

Рассказов С.В., Чувашова И.С., Ясныгина Т.А., Фефелов Н.Н., Саранина Е.В. Калиевая и калинатровая вулканические серии в кайнозое Азии. Новосибирск: Академическое изд-во «ГЕО». 2012. 351 с.

Рассказов С.В., Ясныгина Т.А., Саранина Е.В., Масловская М.Н., Фефелов Н.Н., Брандт С.Б., Брандт И.С., Коваленко С.В., Мартынов Ю.А., Попов В.К. Средне-позднекайнозойский магматизм континентальной окраины Япономорского бассейна: импульсное плавление мантии и коры Юго-Западного Приморья // Тихоокеанская геология. 2004. Т. 23, № 6. С. 3–31.

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 // Тихоокеанская геология. 2010. Т. 29, № 1. С. 15–43. doi: 10.1134/S1819714010010021

Рассказов С.В., Ясныгина Т.А., Чувашова И.С., Михеева Е.А., Снопков С.В. Култукский вулкан: пространственно–временная смена магматических источников на западном окончании Южно-Байкальской впадины в интервале 18–12 млн лет назад // Geodynamics & Tectonophysics. 2013. V. 4, N 2. P. 135–168. doi:10.5800/GT2013420095.

Ханчук А.И., Голозубов В.В., Мартынов Ю.А., Симаненко В.П. Раннемеловые и палеогеновые трансформные окраины (калифорнийского типа) Дальнего Востока России // Тектоника Азии. Москва, ГЕОС. 1997. С. 240–243.

Чувашова И.С., Рассказов С.В., Ясныгина Т.А., Михеева Е.А. Высокомагнезиальные лавы Даригангского вулканического поля, Юго-Восточная Монголия: петрогенетическая модель магматизма на астеносферно–литосферной границе // Geodynamics & Tectonophysics. 2012. Т. 4. С. 385–407. http://dx.doi.org/10.5800/GT-2012-3-4-0081

Чувашова И.С., Рассказов С.В., Ясныгина Т.А., Саранина Е.В., Фефелов Н.Н. Голоценовый вулканизм в Центральной Монголии и Северо-Восточном Китае: асинхронное декомпрессионное и флюидное плавление мантии // Вулканология и сейсмология. 2007. № 6. С. 19–45.

Чувашова И.С., Рассказов С.В., Саранина Е.В. ^{207}Pb–^{206}Pb возраст источников позднекайнозойских вулканических пород коромантийного перехода в соотношении с возрастом офиолитов и древних блоков, экспонированных на поверхности коры: трансект Китой–Байдраг Байкало-Монгольского региона // Геология и окружающая среда. 2022. Т. 2, № 2. С. 61–90.

Alibert C., Michard A., Albarede F. Isotope and trace element geochemistry of Colorado Plateau volcanics // Geochim. Cosmochim. Acta. 1986. V. 50. P. 2735–2750.

Allègre C.J. Limitation on the mass exchange between the upper and lower mantle: The evolving convection regime of the Earth // Earth Planet. Sci. Lett. 1997. V. 150. P. 1–6, doi:10.1016/S0012-821X(97)00072-1.

Allègre C. The evolution of mantle mixing // Philos. Trans. R. Soc. Lond. 2002. V. 360. P. 2411–2431. doi:10.1098/rsta.2002.1075.

Basu A.R., Junwen W., Wankang H., Guanghong X., Tatsumoto M. Major element, REE, and Pb, Nd and Sr isotopic geochemistry of Cenozoic volcanic rocks of eastern China: implications for their origin from suboceanic-type mantle reservoirs // Earth Planet. Sci. Letters. 1991. V. 105. P. 149–169.

Bijwaard H., Spakman W., Engdahl E.R. Closing the gap between regional and global travel time tomography // J. Geophys. Res. 1998. V. 103. P. 30055–30078.

Castillo P. The Dupal anomaly as a trace of the upwelling lower mantle // Nature. 1988. V. 336. P. 667–670.

CD-ROM Working Group: K.E. Karlstrom, S.A. Bowring, K.R. Chamberlain et al. Structure and evolution of the lithosphere beneath the Rocky Mountains: Initial results from the CD-ROM experiment // GSA today. March. 2002. P. 4–10.

Chen S.S., Fan Q.C., Zhao Y.V., Shi R.D. Geochemical characteristics of basalts in Beilike area and its geological significance, Inner Mongolia // Acta Petrologica Sinica. 2013. V. 29, N 8. P. 2695–2708.

Chen S.-S., Fan Q.-C., Zou H.-B., Zhao Y.-W., Shi R.-D. Geochemical and Sr–Nd isotopic constraints on the petrogenesis of late Cenozoic basalts from the Abaga area, Inner Mongolia, eastern China // Journal of Volcanology and Geothermal Research. 2015. V. 305. P. 30–44.

Chuvashova I.S., Rasskazov S.V., Sun Y.-M., Yang C. Origin of melting anomalies in the Japan-Baikal corridor of Asia at the latest geodynamic stage: Evolution from the mantle transition layer and generation by lithospheric transtension // Geodynamics & Tectonophysics. 2017. V. 8. P. 435–440.

Condie K.C. Episodic continental growth and supercontinents: a mantle avalanche connection? // Earth Planet. Sci. Letters. 1998. V. 163. P. 97–108.

Davis J.M., Hawkesworth C.J. Geochemical and tectonic transitions in the evolution of the Mogollon-Datil Volcanic Field, New Mexico, USA // Chem. Geol. 1995. V. 119. P. 31–53.

De Paolo D.J. A neodymium and strontium isotopic study of the mesozoic calc-alkaline granitic batholiths of the Sierra Nevada and Peninsular ranges, California // J. Geophys. Res. 1981a. V. 86, N B11. P. 10470–10488.

De Paolo D.J. Neodymium isotope in the Colorado Front Range and crust-mantle evolution in the Proterozoic // Nature. 1981b. V. 291. P. 193–196.

Dickin A.P. Radiogenic isotope geology. Second edition. Cambridge University Press, Cambridge, 2005. 492 p.

Dueker K., Yuan H., Zurek B. Thick Proterozoic lithosphere of the Rocky Mountain region // GSA Today. 2001. V. 11, N 12. P. 4–9.

Fan, Q.-C.; Chen, S.-S.; Zhao, Y.-W.; Zou, H.-B.; Li, N.; Sui, J.-L. Petrogenesis and evolution of Quaternary basaltic rocks from the Wulanhada area, North China // Lithos. 2014. V. 206. P. 289–302.

Fukao Y., Obayashi M., Inoue H., Nenbai M. Subducting slabs stagnant in the mantle transition zone // J. Geophys. Res. 1992. V. 97. P. 4809–4822.

Hart S.R., Gaetani G.A. Mantle paradoxes: the sulfide solution // Contrib. Mineral. Petrol. 2006. V. 152. P. 295–308.

Hilde T.W., Uyeda S., Kroenke L. Evolution of the Western Pacific and its margin // Tectonophysics. 1977. V. 38. P. 145–165.

Homrighausen S., Hoernle K., Hauff F., Geldmacher J., Wartho J.-A., Van Den Bogaard P., Garbe-Schönberg D. Global distribution of the HIMU end member: Formation through Archean plume-lid tectonics // Earth Sci. Rev. 2018. V. 182. P. 85–101.

Jackson M.G., Becker T.W., Konter J.G. Evidence for a deep mantle source for EM and HIMU domains from integrated geochemical and geophysical constraints // Earth Planet. Sci. Lett. 2018. V. 484. P. 154–167.

Jolivet L., Tamaki K., Fournier M. Japan Sea, opening history and mechanism: A synthesis // J. Geophys. Res. 1994. V. 99, № B11. P. 22.237–22.259.

Kuang Y.S., Wei X., Hong L.B., Ma J.L., Pang C.J., Zhong Y.T., Zhao J-X., Xu Y-G. Petrogenetic evaluation of the Laohutai basalts from North China Craton: Melting of a two-component source during lithospheric thinning in the late Cretaceous–early Cenozoic // Lithos. V. 154. 2012. P. 68–82.

Kuritani T., Kimura J.-I., Ohtani E., Miyamoto H., Furuyama K. Transition zone origin of potassic basalts from Wudalianchi volcano, northeast China // Lithos. 2013. V. 156–159. P. 1–12. dx.doi.org/10.1016/j.lithos.2012.10.010.

Kuznetsov M.V., Savatenkov V.M., Shpakovich L.V., Yarmolyuk V.V., Kozlovsky A.M. Evolution of the magmatic sources of the Eastern Mongolian volcanic area: Evidence from geochemical and Sr–

Nd–Pb isotope data // Petrology. 2022. V. 30, N 5. P. 441–461.

Lipman P.W. Cenozoic volcanism in the Western United States: implications for continental tectonic // Continental tectonics. Washington: National Academy of Sciences. 1980. P. 161–174.

Lipman P.W. Incremental assembly and prolonged consolidation of Cordilleran magma chambers: evidence from the Southern Rocky Mountain volcanic field // Geosphere. 2007. V. 3. P. 42–70.

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.

Maruyama S., Santosh M., Zhao D. Superplume, supercontinent, and postperovskite: Mantle dynamics and anti-plate tectonics on the core–mantle boundary // Gondwana Res. 2007. V. 11. P. 7–37.

McMillan N.J., Dickin A.P., Haag D. Evolution of magma source regions in the Rio Grande rift, southern New Mexico // GSA Bulletin. 2000. V. 112, N 10. P. 1582–1593. https://doi.org/10.1130/0016-7606(2000)112<1582:EOMSRI>2.0.CO;2

Meen J.K., Eggler D.H. Petrology and geochemistry of the Cretaceous Independence volcanic suite, Absaroka Mountains Montana // Geol. Soc. Am. Bull. 1987. V. 98. P. 238–247.

Menzies M.A. Cratonic, cuircumcratonic and oceanic mantle domains beneath the western United States // J. Geophys. Res. 1989. V. 94, N B6. P. 7899–7915.

Menzies M.A. (ed.) Continental mantle // Clarendon Press, Oxford, 1990. 177 p.

Menzies M.A., Kyle P.R., Jones M., Ingram G. Enriched and depleted source components for tholeiitic and alkaline lavas from Zuni-Bandera, New Mexico: inferences about intraplate processes and stratified lithosphere // J. Geophys. Res. 1991. V 96B. P. 13645–13671.

Menzies M.A., Leeman W.P., Hawkesworth C.J. Isotope geochemistry of Cenozoic volcanic rocks reveals mantle heterogeneity below western USA // Nature. 1983. V. 303. P. 205–209.

Morgan W.J. Convection plumes in the lower mantle // Nature. 1971. V. 230. P. 42–43.

Mueller P.A., Wooden J.L., Nutman A.P. 3.96 Ga zircons from an Archean quartzite, Beartooth Mountains, Montana // Geology. 1992. V. 20. P. 327–330.

Mueller P.A., Wooden J.L., Nutman A.P. et al. Early Archean crust in the northern Wyoming province: evidence from U-Pb age of detrial zircons // Precambrian Research. 1998. V. 91. P. 295–307.

Obrebski M., Allen R.M., Pollitz F., Hung S-H. Lithosphere–asthenosphere interaction beneath the western United States from the joint inversion of body-wave traveltimes and surface-wave phase velocities // Geophys. J. Int. 2011. V. 185. P. 1003–1021. doi: 10.1111/j.1365-246X.2011.04990.x

O'Brien H.E., Irving A.J., McCallum I.S., Thirlwall M.F. Sr, Nd and Pb isotopic evidence for the interaction of post-subduction asthenospheric potassic mafic magmas of the Highwood Mountains, Montana, USA, with ancient Wyoming craton lithospheric mantle // Geochim. Cosmochim. Acta. 1995. V. 59, N. 21. P. 4539–4556.

Ormerod D.S., Hawkesworth C.J., Rogers N.W. Tectonic and magmatic transitions in the Western Great Basin, USA // Nature. 1988. V. 333. P. 349–353.

Ormerod D.S., Rogers N.W., Hawkesworth C.J. Melting in the lithospheric mantle: inverse modeling of alkali-olivine basalts from the Big Pine volcanic field, California // Contrib. Miner. Petrol. 1991. V. 106. P. 305–317.

Rasskazov S.V., Chuvashova I.S. The latest geodynamics in Asia: Synthesis of data on volcanic evolution, lithosphere motion, and mantle velocities in the Baikal-Mongolian region // Geoscience Frontiers. 2017. V. 8. P. 733–752. Doi:10.1016/j.gsf.2016.06.009.

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.

Rasskazov S.V., Brandt S.B., Brandt I.S. Radiogenic isotopes in geologic processes. Springer, 2010. 306 p.

Rasskazov S., Chuvashova I., Yasnygina T., Saranina E. Mantle evolution of Asia inferred from Pb isotopic signatures of sources for Late Phanerozoic volcanic rocks // Minerals. 2020a. V. 10, N 9. P. 739. doi:10.3390/min10090739

Rasskazov S., Chuvashova I., Yasnygina T., Saranina E., Gerasimov N., Ailow Y., Sun Y.-M. Tectonic generation of pseudotachylytes and volcanic rocks: Deep-seated magma sources of crust-mantle transition in the Baikal Rift System, Southern Siberia // Minerals. 2021. V. 11, N 5. P. 487.

Rasskazov S.V., Chuvashova I.S., Sun Y-M., Yang C., Xie Zh., Yasnygina T.A., Saranina E.V.,

Zhengxing F. Sources of Quaternary potassic volcanic rocks from Wudalianchi, China: Control by transtension at the lithosphere–asthenosphere boundary layer // Geodynamics & Tectonophysics. 2016. V. 7, N 4. P. 495–532.

Rasskazov S., Sun Y-M., Chuvashova I., Yasnygina T., Yang C., Xie Z., Saranina E., Gerasimov N., Vladimirova T. Trace-element and Pb isotope evidence on extracting sulfides from potassic melts beneath Longmenshan and Molabushan volcanoes, Wudalianchi, Northeast China // Minerals. 2020b. V. 10, N 9. P. 319. doi:10.3390/min10040319

Seager W.R., Shafiqullah M., Hawley J.W., Marvin R.F. New K–Ar dates from basalts of the southern Rio Grande rift // Geol. Soc. Amer. Bull. 1984. V. 95. P. 87–99.

Şengör A.M., Natal'in B.A. Paleotectonics of Asia: fragments of a synthesis / Yin A., Harrison M. (eds). The tectonic evolution of Asia. Cambridge: Cambridge University Press. 1996. V. 21. P. 486–640.

Song Y., Frey F.A., Zhi H. Isotopic characteristics of Hannuoba basalts, eastern China: implications for their petrogenesis and the composition of subcontinental mantle // Chemical Geology. 1990. V. 88. P. 35–52.

Stacey J.S., Kramers J.D. Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model // Earth Planet. Sci. Letters. 1975. V. 26. P. 207–221.

Staudigel H., Park K.-H., Pringle M., Rubenstone J.L., Smith W.H.F., Zindler A. The longevity of the South Pacific isotopic and thermal anomaly // Earth Planet. Sci. Letters. 1991. V. 102. P. 24–44.

Tuner S., Arnaud N., Liu J., Rogers N., Hawkesworth S., Harris N., Kelley S., van Calsteren P., Deng W. Post-collision, shoshonitic volcanism on the Tibetan Plateau: implications for convective thinning of the lithosphere and the source of ocean island basalts // J. Petrol. 1996. V. 37. P. 45–71.

Wang P-J., Mattern F., Didenko A.N., Zhu D-F., Singer B., Sun X-M. Tectonics and cycle system of the Cretaceous Songliao Basin: An inverted active continental margin basin // Earth-Science Reviews. 2016. V. 159. P. 82–102. http://dx.doi.org/10.1016/j.earscirev.2016.05.004

Wang X-J., Chen L-H., Hofmann A.W., Mao F-G., Liu J-Q., Zhong Y., Xie L-W., Yang Y-H. Mantle transition zone-derived EM1 component beneath NE China: Geochemical evidence from Cenozoic potassic basalts // Earth Planetary Sci. Letters. 2017. V. 465. P. 16–28. https://doi.org/10.1016/j.epsl.2017.02.028

Wang Y., Chen H. Tectonic controls on the Pleistocene-Holocene Wudalianchi volcanic field (northeastern China) // Journal of Asian Earth Sciences. 2005. V. 24. P. 419–431.

Wu C-Z., Samson I.M., Chen Z-Y., Chen L-H., Gu L-X., Cai G-G., Li J., Yang G-D. Ar-Ar dating and Sr-Nd-Pb isotopic character of Paleogene basalts from the Xialiaohe Depression, northern Bohai Bay Basin: implications for transformation of the subcontinental lithospheric mantle under the eastern North China Craton // Can. J. Earth Sci. 2014. V. 51. P. 166–179. dx.doi.org/10.1139/cjes-2013-0085

Xu Y-G. Recycled oceanic crust in the source of 90–40 Ma basalts in North and Northeast China: Evidence, provenance and significance // Geochimica et Cosmochimica Acta 143 (2014) 49–67.

Xu Y-G., Zhang H-H., Qiu H-N., Ge W-C., Wu F-Y. Oceanic crust components in continental basalts from Shuangliao, Northeast China: Derived from the mantle transition zone? // Chemical Geology. 2012. V. 328. P. 168–184.

Yanovskaya T.B., Kozhevnikov V.M. 3D S–wave velocity pattern in the upper mantle beneath the continent of Asia from Rayleigh wave data // Phys. Earth and Planet. Inter. 2003. V. 138. P. 263–278. http://dx.doi.org/10.1016/S0031-9201(03)00154-7.

Zartman R.E., Futa K., Peng Z.C. A comparison of Sr–Nd–Pb isotopes in young and old continental lithospheric mantle: Patagonia and eastern China // Australian J. Earth Sci. 1991. V. 38. P. 545–557.

Zhang M., Guo Z. Origin of Late Cenozoic Abaga–Dalinuoer basalts, eastern China: Implications for a mixed pyroxenite–peridotite source related with deep subduction of the Pacific slab // Gondwana Research. 2016. V. 37. P. 130–151. http://dx.doi.org/10.1016/j.gr.2016.05.014

Zhang M., Suddaby P., Thompson R.N., Thirlwall M.F., Menzies M.A. Potassic rocks in NE China: geochemical constraints on mantle source and magma genesis // J. Petrology. 1995. V. 36, N 5. P. 1275–1303.

Zhang W.-H., Zhang H.-F., Fan, W.-M., Han, B.-F., Zhou, M.-F. The genesis of Cenozoic basalts from the Jining area, northern China: Sr–Nd–Pb–Hf isotope evidence //
Journal of Asian Earth Sciences. 2012. V. 61. P. 128–142.

Zhao X., Riisager J., Draeger U, Coe R., Zheng Z. New paleointencity results from Cretaceous basalts of Inner Mongolia, China // Phys. Earth Planet. Interiors. 2004. V. 141. P. 131–140.

Zheng Z., Tanaka H., Tatsumi Y., Kono M. Basalt platforms in Inner Mongolia and Hebei Province, northeast China: new K-Ar ages, geochemistries, and revisio of palaeomagnetic results // Geophys. J. Int. 2002. V. 151. P. 654–662.

Zhou X.-H., Zhu B.-Q., Liu R.-X., Chen W-J. Cenozoic basaltic rocks in Eastern China // Continental flood basalts. Kluwer Academic Publishers, 1988. P. 311–330.

Чувашова Ирина Сергеевна,
кандидат геолого-минералогических наук,
664003 Иркутск, ул. Ленина, д. 3,
Иркутский государственный университет, геологический факультет,
доцент,
664033 Иркутск, ул. Лермонтова, д. 128, Институт земной коры СО РАН,
старший научный сотрудник,
тел.: (3952) 51–16–59,
email: chuvashova@crust.irk.ru.
Chuvashova Irina Sergeevna?
candidate of geological and mineralogical sciences,
664003 Irkutsk, st. Lenina, 3,
Irkutsk State University, Faculty of Geology,
assistant professor,
664033 Irkutsk, st. Lermontova, 128, Institute of the Earth's Crust SB RAS,
Senior Researcher,
tel.: (3952) 51–16–59,
email: chuvashova@crust.irk.ru.

Рассказов Сергей Васильевич,
доктор геолого-минералогических наук, профессор,
664003 Иркутск, ул. Ленина, д. 3,
Иркутский государственный университет, геологический факультет,
заведующий кафедрой динамической геологии,
664033 Иркутск, ул. Лермонтова, д. 128, Институт земной коры СО РАН,
заведующий лабораторией изотопии и геохронологии,
тел.: (3952) 51–16–59,
email: rassk@crust.irk.ru.
Rasskazov Sergei Vasilievich,
doctor of geological and mineralogical sciences, professor,
664003 Irkutsk, st. Lenina, 3,
Irkutsk State University, Faculty of Geology,
Head of Dynamic Geology Char,
664033 Irkutsk, st. Lermontova, 128, Institute of the Earth's Crust SB RAS,
Head of the Laboratory for Isotopic and Geochronological Studies,
tel.: (3952) 51–16–59,
email: rassk@crust.irk.ru.

Яснygина Татьяна Александровна,
кандидат геолого-минералогических наук,
664033 Иркутск, ул. Лермонтова, д. 128, Институт земной коры СО РАН,
старший научный сотрудник,
тел.: (3952) 51–16–59,
email: ty@crust.irk.ru.
Yasnygina Tatyana Alexandrovna,

candidate of geological and mineralogical sciences,
664033 Irkutsk, st. Lermontova, 128, Institute of the Earth's Crust SB RAS,
Senior Researcher,
tel.: (3952) 51–16–59,
email: ty@crust.irk.ru.

Саранина Елена Владимировна,
кандидат геолого-минералогических наук,
664033 Иркутск, ул. Лермонтова, д. 128, Институт земной коры СО РАН,
ведущий инженер,
664033 Иркутск, ул. Фаворского, д. 1 "А", Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН,
email: e_v_sar@mail.ru.
Saranina Elena Vladimirovna,
candidate of geological and mineralogical sciences,
664033 Irkutsk, st. Lermontova, 128, Institute of the Earth's Crust SB RAS,
Lead Engineer,
664033 Irkutsk, st. Favorskogo, 1 "A", A.P. Vinogradov Institute of Geochemistry SB RAS
email: e_v_sar@mail.ru.