

ВУЛКАНИЗМ, НОВЕЙШАЯ ГЕОДИНАМИКА

УДК 552.3:551.14 + 550.93

<https://doi.org/10.26516/2541-9641.2026.2.66>

EDN: AUSBYE

Обзор изотопной систематики благородных газов в глобальных неоднородностях границы ядро-мантия на юге Тихого океана и Африки: Перспективы эквивалентной систематики в Азии

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

¹Институт земной коры СО РАН, г. Иркутск, Россия

²Иркутский государственный университет, г. Иркутск, Россия

Аннотация. В статье оцениваются возможности тестирования гипотезы глобальных неоднородностей на юге Тихого океана (SOPITA), в Африке (AFITA) и в Азии (ASITA) по изотопным составам благородных газов вулканических пород и глубинных ксенолитов из них. К настоящему времени систематическими исследованиями благородных газов охвачены базальты океанических островов (OIB) первых двух аномалий, характеризующихся низкими скоростями сейсмических волн в основании мантии и низкими значениями $\varepsilon^{182}\text{W}$, свидетельствующими об образовании материала источников при выделении ядра Земли в первые 30–60 млн лет после события CIA Солнечной системы. С первичной дифференциацией материала границы ядро–мантия связано образование компонента с высоким $^3\text{He}/^4\text{He}$, высоким $^{20}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}$ и низким $^{21}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}$, а также низким $^{129}\text{Xe}/^{130}\text{Xe}$. Соотношения изотопов Ne сохраняются в источниках OIB горячих пятен SOPITA и AFITA при снижении $^3\text{He}/^4\text{He}$ до значения базальтов срединно-океанических хребтов (MORB). С временным диапазоном первичной дифференциации SOPITA и AFITA в ASITA сопоставляются наиболее древние протолиты источников вулканических пород с OIB-подобными характеристиками и геохронами ураногенного Pb в диапазоне гадея 4.54–4.44 млрд лет. Для получения ключевых изотопных характеристик благородных газов протолитов ранней Земли в ASITA, эквивалентных характеристикам ранней Земли SOPITA и AFITA, перспективны оливиновые фенокристы вулканических пород и вулканические стекла на вулканических полях Дариганга, Абага-Дайлинора, Удокан, Кунь-Лунь, Чеджу и Южное Гоби, для которых определены OIB-подобные характеристики и получены Pb-изотопные геохроны протолитов гадейских мантийных источников.

Ключевые слова: $^3\text{He}/^4\text{He}$, $^{120}\text{Ne}/^{122}\text{Ne}$, $^{121}\text{Ne}/^{122}\text{Ne}$, Азия, новейший геодинамический этап

Статья получена: 10.07.2026; исправлена: 13.07.2026; принята: 17.07.2026.

ДЛЯ ЦИТИРОВАНИЯ: Рассказов С.В., Чувашова И.С., Ясныгина Т.А. Обзор изотопной систематики благородных газов в глобальных неоднородностях границы ядро-мантия на юге Тихого океана и Африки: Перспективы эквивалентной систематики в Азии // Геология и окружающая среда. 2026. Т. 6, № 2. С. 66–115. DOI 10.26516/2541-9641.2026.2.66. EDN: AUSBYE

Article received: 10.07.2026; corrected: 13.07.2026; accepted: 17.03.2026.

FOR CITATION: Rasskazov S.V., Chuvashova I.S., Yasnigina T.A. Review of the isotope systematics of noble gases in global core-mantle boundary inhomogeneity in Southern Pacific and Africa: Prospects of the equivalent systematics in Asia // Geology and Environment. 2026. Vol. 6, No. 2. P. 66–115. DOI 10.26516/2541-9641.2026.2.66. EDN: AUSBYE

Review of the Isotope Systematics of Noble Gases in Global Core-Mantle Boundary Inhomogeneity in Southern Pacific and Africa: Prospects of the Equivalent Systematics in Asia

S.V. Rasskazov^{1,2}, I.S. Chuvashova^{1,2}, T.A. Yasnygina¹

¹*Institute of the Earth's Crust SB RAS, Irkutsk, Russia*

²*Irkutsk State University, Irkutsk, Russia*

Abstract. In the paper, the feasibility of testing the hypothesis of global heterogeneities in the South Pacific (SOPITA), Africa (AFITA), and Asia (ASITA) based on the noble gas isotopic compositions of volcanic rocks and their deep xenoliths is estimated. To date, systematic studies of noble gases have covered ocean island basalts (OIB) of the first two anomalies, characterized by low seismic velocities at the base of the mantle and low $\epsilon^{182}\text{W}$ values, indicating the formation of source material during the separation of the Earth's core in the first 30–60 million years after the CIA event of the Solar System. The formation of a component with high $^3\text{He}/^4\text{He}$, high $^{20}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}$, low $^{21}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}$, and low $^{129}\text{Xe}/^{130}\text{Xe}$ is associated with the primary differentiation of core–mantle boundary material. Ne isotope ratios are preserved in the OIB sources of the SOPITA and AFITA hotspots, with a decrease in $^3\text{He}/^4\text{He}$ to the value of mid-ocean ridge basalts (MORB). The most ancient protoliths of volcanic rock sources with OIB-like signatures and uraniumogenic Pb geochrons in the Hadean range of 4.54–4.44 Ga are compared with the time range of primary differentiation of SOPITA and AFITA in ASITA. Olivine phenocrysts from volcanic rocks and volcanic glasses in the Dariganga, Abaga-Dalinuoer, Udokan, Kunlun, Jeju, and South Gobi volcanic fields are promising for obtaining key isotopic indicators of noble gases in the early Earth protoliths in ASITA, equivalent to those of the early Earth SOPITA and AFITA. OIB-like signatures have been determined for these rocks, and Pb isotope ages have been obtained for the protoliths of Hadean mantle sources.

Keywords: $^3\text{He}/^4\text{He}$, $^{120}\text{Ne}/^{122}\text{Ne}$, $^{121}\text{Ne}/^{122}\text{Ne}$, Asia, latest geodynamic stage

1. Постановка проблемы

Более 50 лет назад У.Дж. Морган (Morgan, 1971) предположил, что вулканические цепи подводных гор и островов в океанах (Гавайская цепь и др.) и некоторые вулканические поля континентов (Йелоустон) представляют собой поверхностное проявление струй (plums) горячего материала, поднимающихся из глубокой мантии. Такой подъем следует ожидать в любой конвектирующей жидкости, нагреваемой снизу. В дальнейшем вопрос о существовании струй (плюмов) в глубокой мантии был предметом оживлённой дискуссии (Foulger, 2010; Рассказов, 2012). В отличие от определения термина «расплавная аномалия», которым характеризуются проявления магматизма в коре или верхней мантии (включая переходный слой 410–660 км), плюм представляет собой узкую (радиус 100–200 км) горячую колонну, которая существует независимо от мантийной конвекции и

плитной тектоники и протягивается от термального граничного слоя основания конвектирующей системы, обычно являющейся границей ядро–мантия. Предполагается, что плюмы характеризуются значительным активным воздыманием, в отличие от пассивного воздымания, связанного с расхождением плит, и нормального крупномасштабного воздымания, существующего в любой конвектирующей системе (Anderson, 1995).

В каталогах наиболее часто цитируемых горячих пятен Земли (Courtillot et al., 2003; French, Romanowicz, 2015) плюмы на территории Азии не обозначались. Тем не менее, термин «плюм» нередко использовался для обозначения здесь источников вулканизма позднего мела – кайнозоя и для интерпретации моделей сейсмической томографии (Ярмолук и др., 1990, 1994, 2003; Трифонов и др., 2023). Чтобы прояснить насколько корректно использование понятий «расплавная аномалия» или «плюм» на территории Азии,

нужно обратиться к вопросу показателей мантийных струй, поднимающихся с границы ядро–мантия в Тихом и Атлантическом океанах, и поставить вопрос: могут ли быть выявлены эквивалентные показатели подъема материала из глубокой мантии в вулканических породах и сейсмотомографических моделях Азии?

В моделях глобальной сейсмической томографии (Gu et al., 2001; Ritsema, 2005; French, Romanowicz, 2015) подчеркиваются ярко выраженные низкие скорости сейсмических волн на границе ядро–мантия в обширных районах Южной части Тихого Океана и Африки с сопредельной Атлантикой и Европой. Первая из них получила название SOPITA (South Pacific Isotopic and Thermal Anomaly) (Staudigel et al., 1991), вторая, по аналогии с первой, названа AFITA (African Isotopic and Thermal Anomaly) (Рассказов, Чувашова, 2024). Эти аномалии обозначались также только по критерию снижения скоростей сейсмических волн – LLSVPs (large low shear velocity provinces) (Thorne et al., 2004). Более раннее название SOPITA (а следовательно и аналогичное ему название AFITA) предпочтительнее, поскольку, во-первых, в названиях должен соблюдаться приоритет и, во-вторых, в обозначении глобальных неоднородностей важно объединение и представление в качестве единого целого скоростной и изотопной аргументации структуры нижней мантии.

Под Азией отсутствует снижение скоростей сейсмических волн, подобное их снижению в аномалиях SOPITA и AFITA (рис. 1). Более того, нижняя мантия здесь имеет высокие скорости сейсмических волн (Castillo, 1988). Предполагается, что глобальное различие скоростной структуры в основании нижней мантии Южно-Тихоокеанской и Африканской низкоскоростных аномалий, с одной стороны, и Азиатской высокоскоростной аномалии, с другой, отразилось в распространении вулканических пород первых двух глобальных аномалий с компонентом HIMU (с

высоким $^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$) и в распространении вулканических пород третьей аномалии (ASITA, Asian Isotopic and Thermal Anomaly) без компонента HIMU, но с компонентами LOMU (низким $^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$) и ELMU (повышенным $^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$) (Rasskazov et al., 2020; Рассказов, Чувашова, 2024).

Компоненты плюмов в целом имеют, по изотопам Pb, возраст порядка 3 млрд лет (Zindler, Hart, 1986). Компонент HIMU мог образоваться в SOPITA и AFITA в результате секвестра Pb в сульфидах из мантии в ядро около 2 млрд лет назад (Hart, Gaetani, 2006). В глобальной аномалии ASITA процесс секвестирования Pb из мантии в ядро не проявился. В глобальных аномалиях SOPITA и AFITA отсутствует слой D”, а температура на границе ядро–мантия составляет 4000 К, тогда как под Азией толщина этого слоя достигает 34 км, а температура снижается до 2000 К (Maruyama et al., 2007). Нижняя мантия ASITA не подвергалась переработке около 2 млрд лет назад в такой мере как нижняя мантия глобальных аномалий SOPITA и AFITA. В результате под Азией сохранился остов вязкой мантии временного интервала 4.54–4.44 млрд лет назад, который не нарушался мантийной конвекцией со времени существования гадейского магматического океана (Rasskazov et al., 2020; Рассказов, Чувашова, 2024).

Изотопные составы благородных газов характеризуются в рамках модели Земли (Allègre, 2002), в которой режим мантии в течение большей части геологической истории имел два слоя раздельной конвекции, а в современном режиме реализуются два типа поведения слэбов 1) с задержкой на границе верхней и нижней мантии (660 км) и 2) с проникновением до границы ядро–мантия (2900 км). Цель настоящей работы – оценить возможности тестирования гипотезы глобальных неоднородностей SOPITA, AFITA и ASITA по изотопным составам благородных газов вулканических пород.

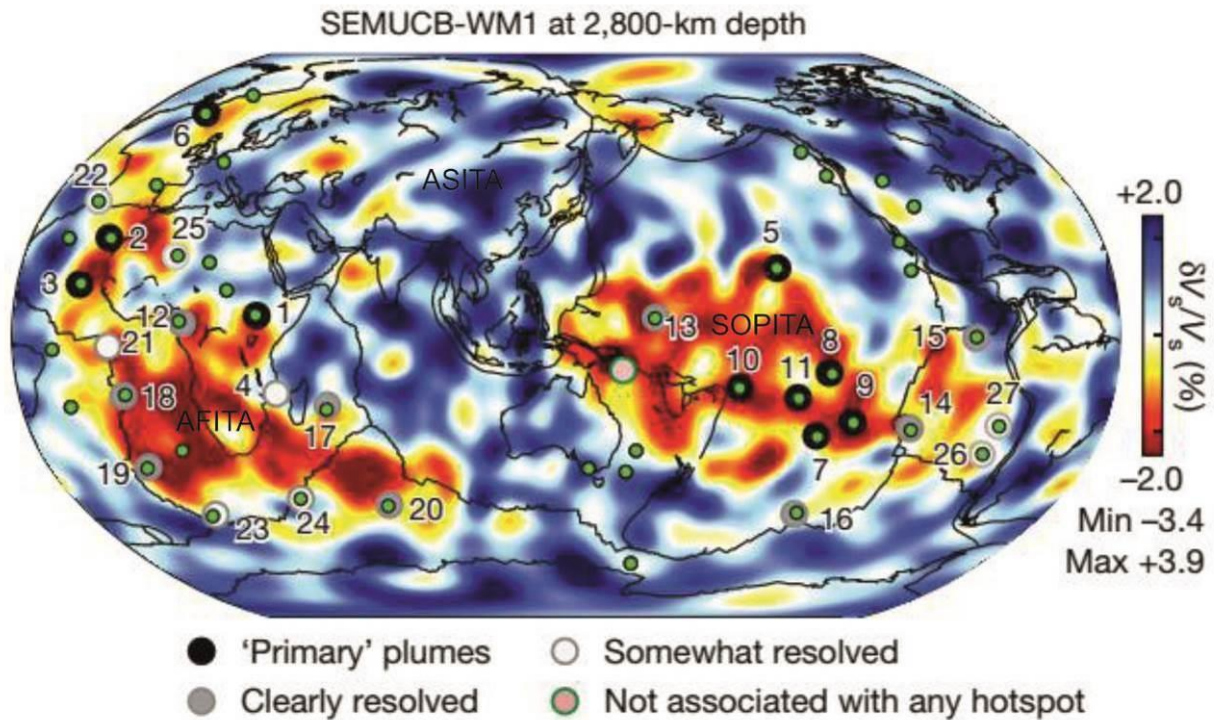


Рис. 1. Распределение плюмов нижней мантии в модели SEMUCB-WM1. Фоновая карта отображает вариации V_s на глубине 2800 км относительно глобального среднего значения на этой глубине. Выделяются три типа плюмов. 1. «Первичные» плюмы (цифры от 1 до 11) характеризуются значениями $\delta V_s/V_s$ ниже 1.5 % на большей части интервала глубин 1000–2800 км. Эти плюмы соответствуют областям нижней мантии, в которых среднее снижение скорости в диапазоне глубин 1000–1800 км является значительным по сравнению с величиной 2σ . 2. Отчетливо выделенные плюмы соответствуют вертикально непрерывным каналам с $\delta V_s/V_s$ менее -0.5% в диапазоне глубин 1000–2800 км. 3. Частично разрешенные плюмы обозначаются по вертикально ориентированным каналам с отношением $\delta V_s/V_s$ менее -0.5% на большей части диапазона глубин 1000–2800 км, хотя и не отчетливо выраженным. Зелеными точками показано глобальное распределение горячих пятен. Ни один из обозначенных плюмов не попадает в область со скоростью, превышающей среднюю, у основания мантии. Рисунок из работы (French, Romanowicz, 2015) с дополнениями

Fig. 1. Locations of plumes detected in the lower mantle in model SEMUCB-WM1. The background map represents the relative V_s variations at 2,800 km, with respect to the global average at that depth. Three categories of plumes are identified. 1. 'Primary' plumes are those for which $\delta V_s/V_s$ is lower than -1.5% for most of the depth interval 1,000–2,800 km. These 11 plumes also correspond to regions of the lower mantle where the average velocity reduction over the depth range 1,000–1,800 km is significant at the 2σ level. 2. Clearly resolved plumes correspond to vertically continuous conduits with $\delta V_s/V_s$ greater than -0.5% in the depth range 1,000–2,800 km. 3. Somewhat resolved plumes have vertically trending conduits with $\delta V_s/V_s$ greater than -0.5% for most of the depth range 1,000–2,800 km, albeit not as clearly continuous. Green dots represent the global hotspot distribution. None of the plumes detected falls within a region of faster-than-average velocity at the base of the mantle. Modified after (French, Romanowicz, 2015)

2. Изотопные компоненты благородных газов SOPITA и AFITA

Гипотеза о связи высокого изотопного отношения $^3\text{He}/^4\text{He}$ во флюидах вулканических

пород с наиболее горячими плюмами глубокой мантии

Изотопное отношение He обычно выражается как $^3\text{He}/^4\text{He}$. Это отношение в атмосфере, составляющее 1.384×10^{-6} , служит удобным стандартом для нормализации изотопных

гелиевых отношений. Единицы измерения относительно атмосферного значения наиболее часто обозначаются как R/R_a , где R – измеренное отношение $^3\text{He}/^4\text{He}$, R_a – атмосферное отношение. Реже используется обратное отношение $^4\text{He}/^3\text{He}$.

Высокое $^3\text{He}/^4\text{He}$ определено в качестве важнейшего показателя плюмового резервуара. Лавы вулканических горячих пятен плюмового типа, подобные лавам типичных плюмов Гавайев и Исландии, имеют $^3\text{He}/^4\text{He}$, в десятки раз превышающее современное R_a . До недавнего времени самым высоким считалось значение 49.8 R_a в миоценовых щелочных базальтах северо-запада Исландии. Самое высокое (воспроизводимое) значение $^3\text{He}/^4\text{He}$ ($67.2 \pm 1.8 R_a$, или $^4\text{He}/^3\text{He} = 10700 \pm 300$) определено в лавовом потоке возрастом 61 млн лет на Баффиновой Земле. Индивидуальное измерение в одном из образцов лавового потока показало значение $90.7 \pm 3.9 R_a$ (или $^4\text{He}/^3\text{He} = 7930 \pm 340$) (Horton et al., 2023). Этот лавовый поток имеет наиболее обедненный состав по низкому отношению $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (0.70298–0.70306) и высокому отношению $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ (0.51313–0.51320). Такие изотопные характеристики исключают возможность возрастания $^3\text{He}/^4\text{He}$ из-за коровой

контаминации. Подобная тенденция возрастания $^3\text{He}/^4\text{He}$ с уменьшением отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и возрастанием отношения $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ проявлена в породах подводного вулкана Лоихи (Herzberg, 2011).

Базальты срединно-океанических хребтов (MORB), образующиеся при плавлении верхней мантии, имеют отношение $^3\text{He}/^4\text{He}$ около 8 R_a . Исходя из первоначальной логики о различии состава базальтов океанических островов (OIB), производных глубокой мантии, и MORB, производных малых глубин мантии (Morgan, 1971), развивалась гипотеза, согласно которой область источников OIB с высоким $^3\text{He}/^4\text{He}$ находится в более глубокой мантии, чем ее верхняя часть, служащая источником MORB. Предполагался перенос материала с высоким $^3\text{He}/^4\text{He}$ в горячие пятна океанических островов струями, восходящими из глубокой мантии.

Между тем в OIB горячих пятен регистрируются как низкие, так и высокие значения $^3\text{He}/^4\text{He}$. Часть из них характеризуется низкими значениями этого показателя, не превышающими значения MORB (рис. 2). В сущности, по тренду снижения изотопного отношения гелия просматривается общая дегазация Земли с выделением атмосферных.

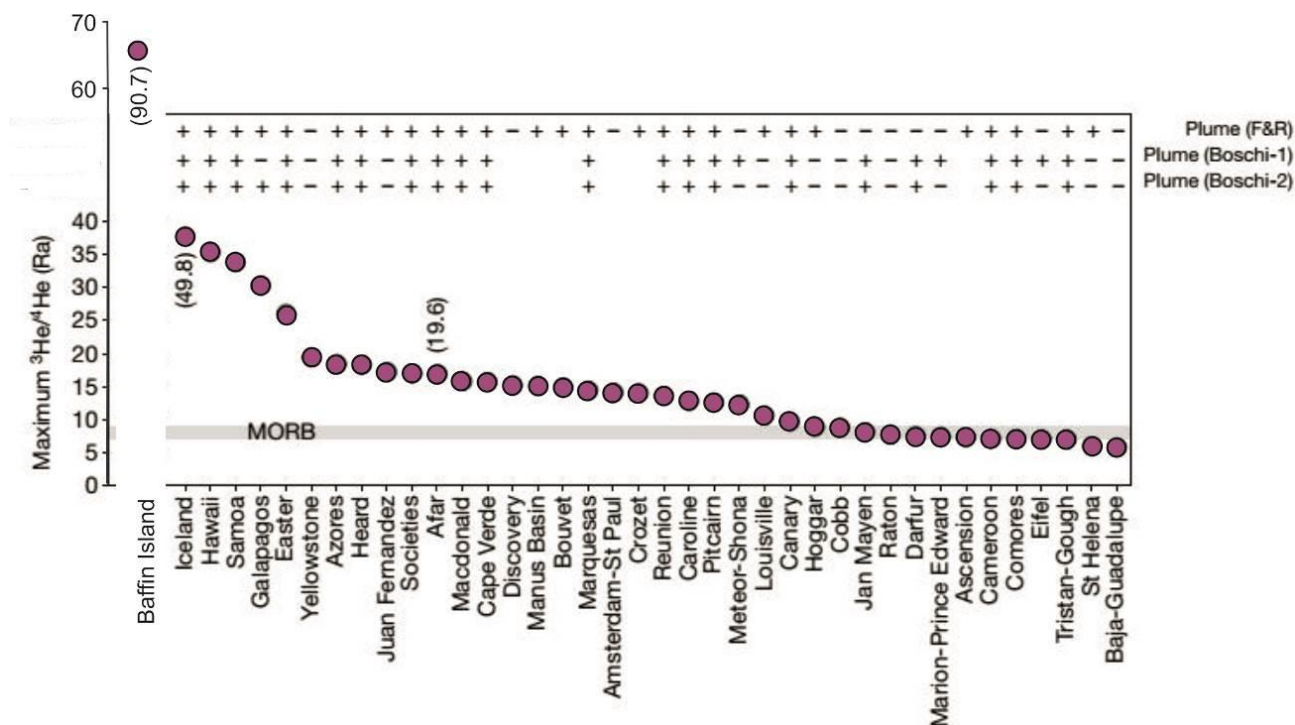


Рис. 2. Максимальные значения $^3\text{He}/^4\text{He}$ R_a в 38 горячих пятнах, расположенные в порядке убывания (Jackson et al., 2017) в сопоставлении с самыми высокими земными значениями $^3\text{He}/^4\text{He}$ R_a в базальтах Баффиновой Земли (Horton et al., 2023). Здесь представлены данные по трем

каталогам плюмов: модель Френча и Романовича («F&R»), модель распространения плюмов, основанная на сейсмологических данных Боски и др. с использованием SMEAN25 («Boschi-1»), и средняя протяженность плюмов по пяти различным моделям («Boschi-2»). Если плюм был обнаружен под горячим пятном одного из этих каталогов, вверху рисунка показан символ плюс; если плюм не обнаружен, показан символ минус; если наличие плюма не оценивалось, символ не показан. Более высокие значения $^3\text{He}/^4\text{He}$ (Ra) (в скобках) связаны с самыми ранними стадиями вулканизма в горячих пятнах Исландии, Афара и Баффиновой Земли

Fig. 2. The maximum $^3\text{He}/^4\text{He}$ Ra values at 38 hotspots organized in order of decreasing (Jackson et al., 2017) in comparison with the highest terrestrial $^3\text{He}/^4\text{He}$ Ra value in basalts from Baffin Island (Horton et al., 2023). Three plume catalogues are shown here: the French and Romanowicz model ('F&R'), Boschi et al.'s seismology-based plume extent using SMEAN25 ('Boschi-1'), and the average plume extent of five different models ('Boschi-2'). If a plume has been identified under a hotspot from one of these catalogues, a plus symbol is shown at the top of the figure; if no plume is identified, a minus symbol is shown; if the presence of a plume was not evaluated, no symbol is shown. Higher $^3\text{He}/^4\text{He}$ (Ra) values (in parentheses) are associated with the earliest stages of volcanism at the Iceland, Afar, and Baffin Island hotspots

Горячие пятна с наиболее высокими значениями $^3\text{He}/^4\text{He}$ часто обладают высокими потоками плавучести и имеют области с сейсмическими аномалиями низкой скорости в верхней мантии на глубинах 200 километров, тогда как горячие пятна с низкими максимальными значениями $^3\text{He}/^4\text{He}$ таких верхнемантийных аномалий не имеют. Предполагается, что низкоскоростные сейсмические аномалии глубин 200 километров с высокой плавучестью создаются совокупным эффектом материала с высоким и низким $^3\text{He}/^4\text{He}$. Более холодные (менее плавучие) плюмы не содержат материал с высоким $^3\text{He}/^4\text{He}$. Это объясняется большей плотностью компонентов с высоким $^3\text{He}/^4\text{He}$ по сравнению с компонентами с низким $^3\text{He}/^4\text{He}$. Материал с высоким $^3\text{He}/^4\text{He}$ захватывается из глубокой мантии только самыми горячими и наиболее плавучими плюмами. Такая плотная область с высоким $^3\text{He}/^4\text{He}$ может оставаться изолированной в глубокой мантии от

конвектирующей мантии (Jackson et al., 2010, 2017; Touboul et al., 2012).

Современные поверхностные проявления плюмов смещены по латерали относительно корней источников нижней мантии (рис. 3). С учетом этого смещения выявляется сильная взаимосвязь между максимальными отношениями $^3\text{He}/^4\text{He}$ в океанических базальтах и сейсмически медленными областями, расположенными в пределах двух крупных областей с низкой скоростью сейсмических волн (large low shear-wave velocity provinces – LLSVPs). Предполагается, что переработанный материал распространяется по всей нижней мантии. Примитивная природа LLSVP, вытекающая из изотопных аномалий ксенона и вольфрама, предполагает, что LLSVP образовалась во время аккреции Земли, пережила гигантское столкновение с образованием Луны (если оно было), и не перемешивалась в течение последующих 4.5 миллиардов лет мантийной конвекции.

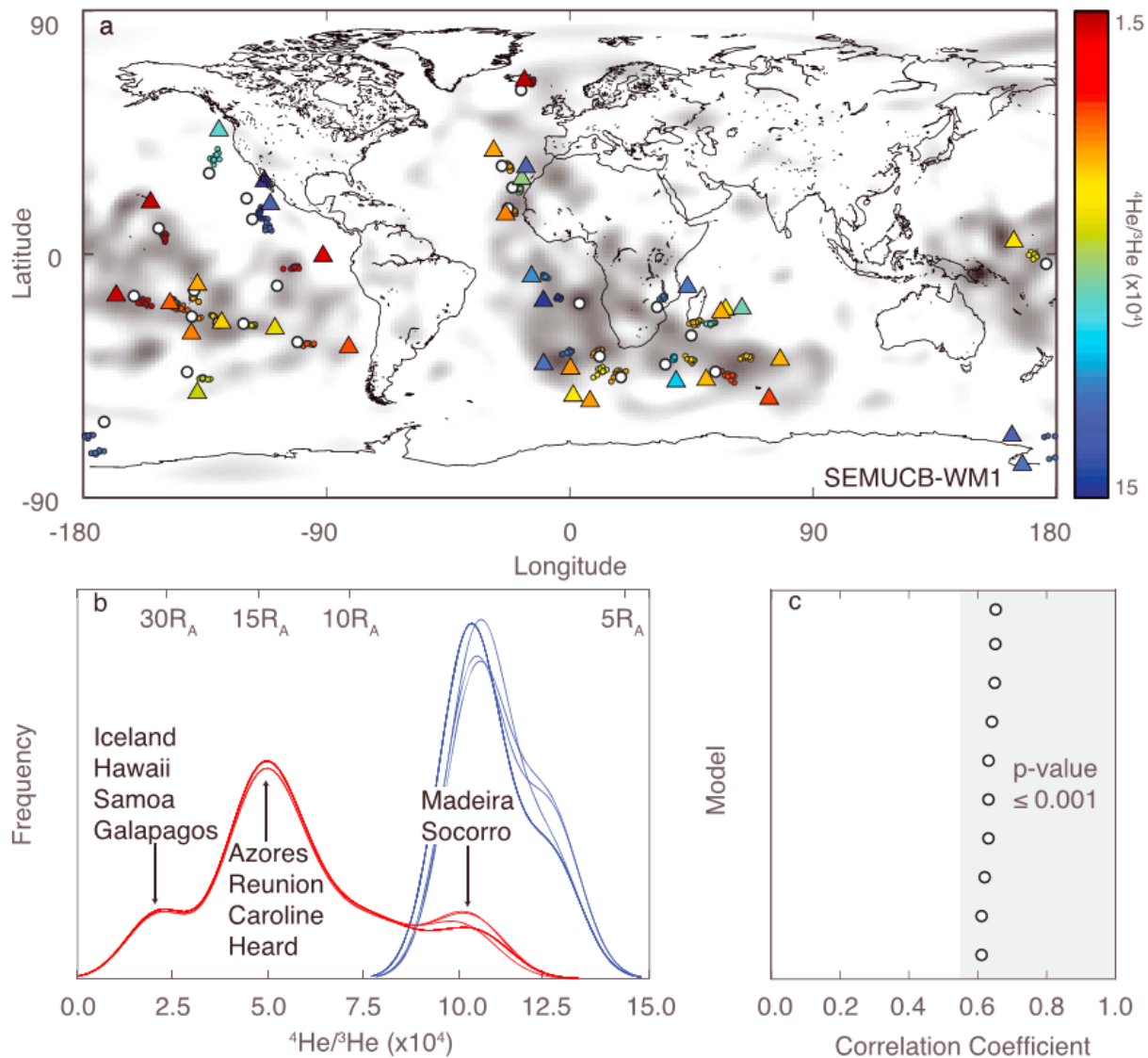


Рис. 3. Связь между изотопными составами гелия в ОИВ на поверхности Земли и аномалиями скорости сдвига волн в нижней мантии (Williams et al., 2019). Используется сейсмотомографическая модель SEMUCB-WM1 (French, Romanowicz, 2015). Принимается во внимание прогнозируемое латеральное смещение источников плюмов относительно их поверхностных проявлений с учетом крупномасштабного мантийного потока. Серые области отображают более низкую, чем в среднем, скорость сдвиговых волн в нижней мантии (на глубине 2850 км), подчеркивая географическое распространение двух LLSVP для томографической модели SEMUCB-WM1 (French, Romanowicz, 2015). Треугольники представляют текущее поверхностное расположение горячих пятен, а круги — базовое расположение каналов плюмов по расчетам обратной адвекции (Williams et al., 2019). Цвет заливки треугольников и кругов обозначает наименьшее отношение $^4\text{He}/^3\text{He}$, измеренное в одной горячей точке или в пределах одной траектории горячей точки. Более теплые цвета указывают на более низкие отношения $^4\text{He}/^3\text{He}$, а более холодные цвета характерны для относительно высоких отношений $^4\text{He}/^3\text{He}$. Цветовая шкала линейная. Места расположения оснований плюмовых каналов, предсказанные в работах (Steinberger, Antretter, 2006; Boschi et al., 2007) показаны здесь большими белыми кругами. На панели *b* представлена частотная диаграмма, показывающая распределение $^4\text{He}/^3\text{He}$ (за исключением Тристана-Гофа и острова Святой Елены) для каналов плюмов, источником которых являются сейсмически быстрые области (синие кривые) и сейсмически медленные области (красные кривые) нижней мантии. Каждая кривая представляет собой результат моделирования. На панели *c* белыми кружками обозначается распределение коэффициентов корреляции между $^4\text{He}/^3\text{He}$ плюмов и скоростью волн на уровне 2850 км. Серая заштрихованная область – коэффициенты корреляции, которые считаются

значимыми при $p \leq 0.001$. Имеется сильная взаимосвязь между отношением $^4\text{He}/^3\text{He}$ и скоростью поперечных волн в нижней части мантии

Fig. 3. Relationship between surface He isotope compositions of OIB and shear-wave velocity anomalies in the lowermost mantle from the tomography model SEMUCB-WM1 (French, Romanowicz, 2015). (a) The predicted lateral offset of plume source locations from their surface expressions when large-scale mantle flow is taken into account. Gray regions depict slower than average shear-wave velocity of the lowermost mantle (at 2850-km depth), highlighting the geographic extent of the two LLSVPs for the tomography model SEMUCB-WM1 (French, Romanowicz, 2015). Triangles represent the current-day surface location of hotspots, whereas circles represent the base location of the plume conduits predicted by back-advection calculations as described in section 2.2. The fill color of the triangle and circles denote the lowest $^4\text{He}/^3\text{He}$ ratio measured at a single hotspot or within a single hotspot track. Warmer colors indicate lower $^4\text{He}/^3\text{He}$ ratios, while cooler colors are characteristic of relatively high $^4\text{He}/^3\text{He}$ ratios. Color bar is on a linear scale. Plume conduit base locations predicted by (Steinberger, Antretter, 2006; Boschi et al., 2007) are shown here as large white circles. Display frequency diagrams showing the distribution of (b) $^4\text{He}/^3\text{He}$ (excluding Tristan-Gough, St. Helena) for plume conduits that are sourced from seismically fast regions (blue curves) and seismically slow (red curves) regions of the lowermost mantle. Each curve represents a single model. The white circles represent the distribution of correlation coefficients between (c) $^4\text{He}/^3\text{He}$ of plumes and shear-wave velocities at 2850 km. The gray shaded region denotes correlation coefficients that are considered significant at a p value ≤ 0.001 . Note the strong relationship between $^4\text{He}/^3\text{He}$ ratios and shear-wave velocities in the lowermost mantle

Дополнительная идентификация плюмовых флюидов по изотопному составу неона и других благородных газов

Вывод об особом материале плюмов подтверждается различиями в изотопном составе неона OIB и MORB (рис. 4). Прецизионные данные по изотопам гелия, неона и аргона в глубинных ксенолитах из щелочных вулканических пород Паннонского бассейна и Эйфеля свидетельствуют о разделении компонентов атмосферного и мантийного происхождения. Ксенолиты мантии содержат флюиды с двумя различными компонентами благородных газов. Один компонент,

преобладающий в составе гелия и частично неона, представляет собой локальную литосферу и/или мантийный источник HIMU с $^{21}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}_{\text{mantle}} = 0.07$ и $^4\text{He}/^3\text{He}$ около 120000. Второй компонент подобен компонентам благородных газов горячих пятен Гавайских островов или острова Реюньон. Он отчетливо идентифицируется по изотопам неона и преобладает в составе аргона. Его изотопный состав: $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar} = 15\,000 \pm 1200$, $^{21}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}_{\text{mantle}} = 0.042 \pm 0.005$ и $^4\text{He}/^3\text{He}$ около 36000 (Buikin et al., 2005) (рис. 5–6). Весьма показательно также различие изотопного состава неона в породах Исландского плюма и MORB в сопоставлении с различиями изотопных составов He и Ar (Mukhopadhyay, 2012) (рис. 7–8).

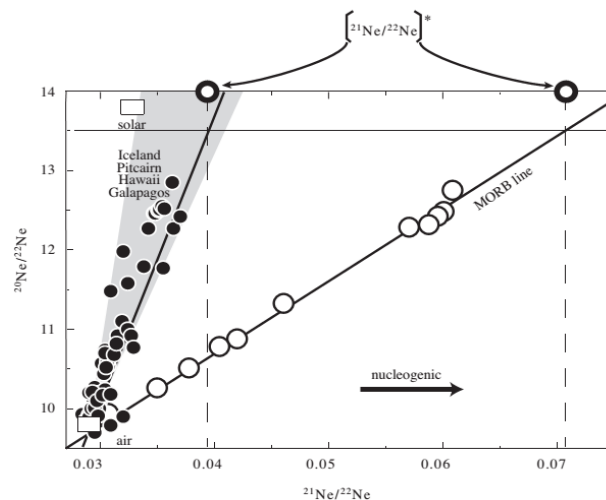


Рис. 4. Диаграмма изотопного состава неона, показывающая различие характеристик MORB и OIB (Allègre et al., 2003). * – определен графически

Fig. 4. Diagram of neon isotopic compositions showing the difference in signatures between MORBs and OIBs (Allègre et al., 2003). * – determined graphically

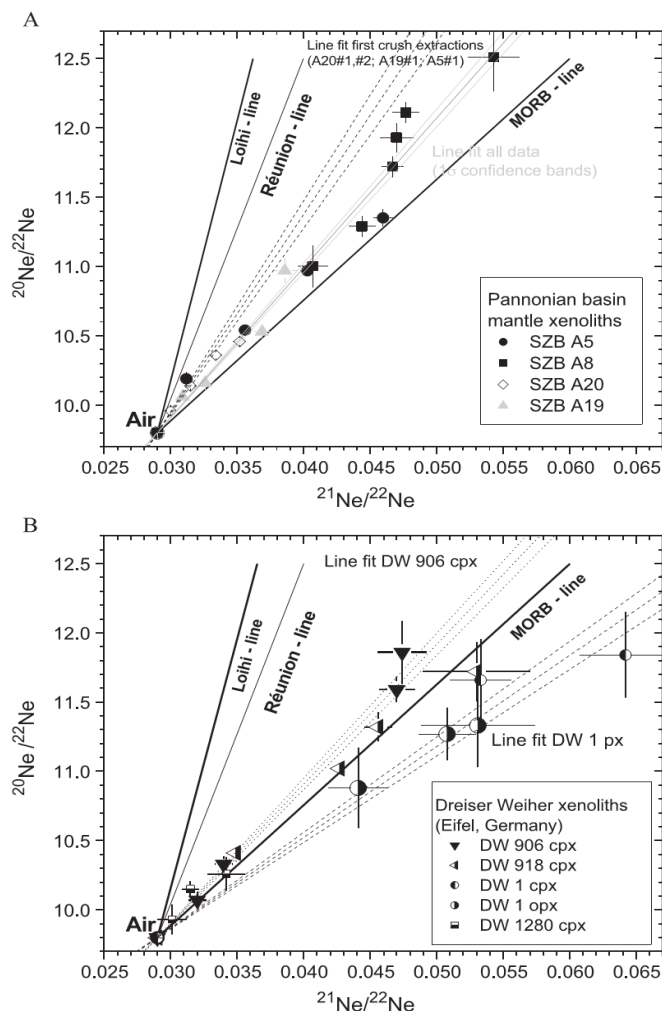


Рис. 5. Трех-изотопные диаграммы для неона (Buikin et al., 2005). *a* – Мантийные ксенолиты Паннонского бассейна из Сентбекаллы (Szentbekalla, SZB), Балатонское нагорье. Данные нанесены вдоль линий смешения атмосферного и мантийного неона с соотношением $^{20}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}$ до 12.5, который преимущественно высвобождается на продвинутых этапах дробления каждого образца. Линии смешения отдельных образцов сходны и смещаются в область высоких значений $^{20}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}$, что свидетельствует о вкладе неона глубинной мантии. Наибольшая доля неона из глубокого мантийного плюма наблюдается на первых этапах дробления образца. Показаны погрешности в пределах 1 σ . *b* – Аппроксимация линий мантийных ксенолитов Эйфеля из Драйзер-Вайер (DW). Линии через отдельные образцы дают разные наклоны, т.е. вклады субконтинентальной мантии (более нуклеогенного неона (DW 1) и глубокого мантийного плюма (менее нуклеогенного неона (DW 906) различаются между собой

Fig. 5. Three isotope plots for neon (Buikin et al., 2005). *a* – Pannonian basin mantle xenoliths from Szentbekalla (SZB), Balaton highlands. Data plot along mixing lines between atmospheric neon and mantle neon with $^{20}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}$ up to 12.5, which is predominantly released in advanced crushing steps of each sample. The mixing lines of individual samples are similar and shift toward high $^{20}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}$ values, indicating a contribution of neon from the deep mantle. The highest proportion of neon from the deep mantle plume is observed at the first stages of sample grinding. *b* – For Eifel mantle xenoliths from Dreiser-Weyer (DW), fitting the lines through individual samples yields different slopes, i.e., the contributions of the subcontinental mantle (more nucleogenic neon (DW 1) and the deep mantle plume (less nucleogenic neon (DW 906)) differ

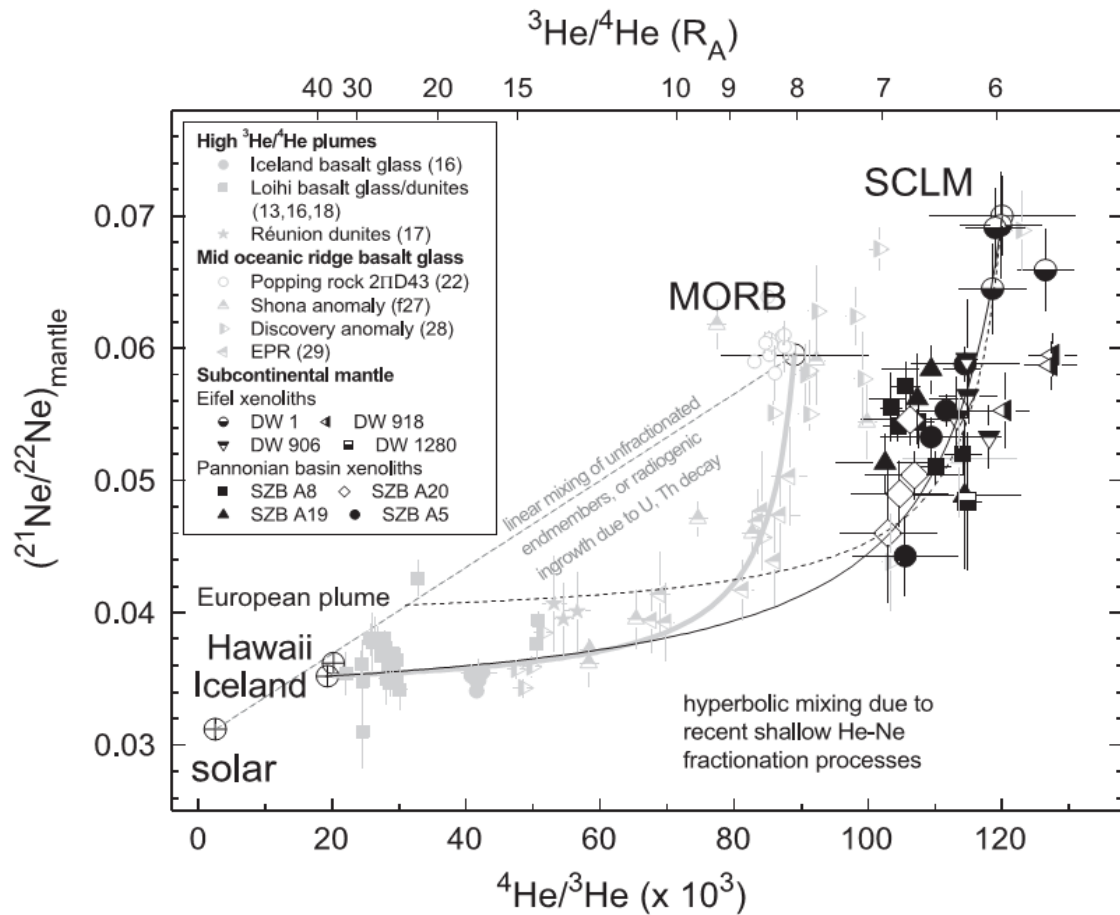


Рис. 6. Изотопная систематика гелия и неона (Buikin et al., 2005). Отношения $^{21}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}$, экстраполированные до значения мантийного конечного члена $^{20}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}=12/5$, построены в зависимости от отношений $^4\text{He}/^3\text{He}$. Гавайские и исландские резервуары глубинных мантийных плюмов, MORB и SCLM содержат гелий и неон солнечного типа, а также характерное для каждого резервуара количество радиогенного ^4He и нуклеогенного ^{21}Ne . Серым цветом показаны линии смешения для стекол срединно-океанических хребтов. Аналогично, данные по европейским ксенолитам располагаются вдоль гиперболических кривых смешения между резервуарами SCLM и глубинных мантийных плюмов: в то время как состав неона демонстрирует большой разброс состав гелия относительно однороден и преимущественно представлен гелием SCLM. Используются только значения, не искаженные фракционированием элементов во время извлечения газа

Fig. 6. Helium and neon isotope systematics (Buikin et al., 2005). $^{21}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}$ ratios extrapolated to a mantle endmember value of $^{20}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}=12.5$, plotted against $^4\text{He}/^3\text{He}$ -ratios. Hawaiian and Icelandic deep mantle plume, MORB and SCLM mantle reservoirs contain solar type helium and neon, and a reservoir-specific ingrowth of radiogenic ^4He and nucleogenic ^{21}Ne . The mixing lines for mid-ocean ridge glasses are shown in gray. Similarly, data from European xenoliths follow hyperbolic mixing curves between SCLM reservoirs and deep mantle plumes: while neon compositions exhibit wide variations, helium compositions are relatively uniform, dominated by SCLM helium. Only values non disturbed by elemental fractionation during gas extraction are used

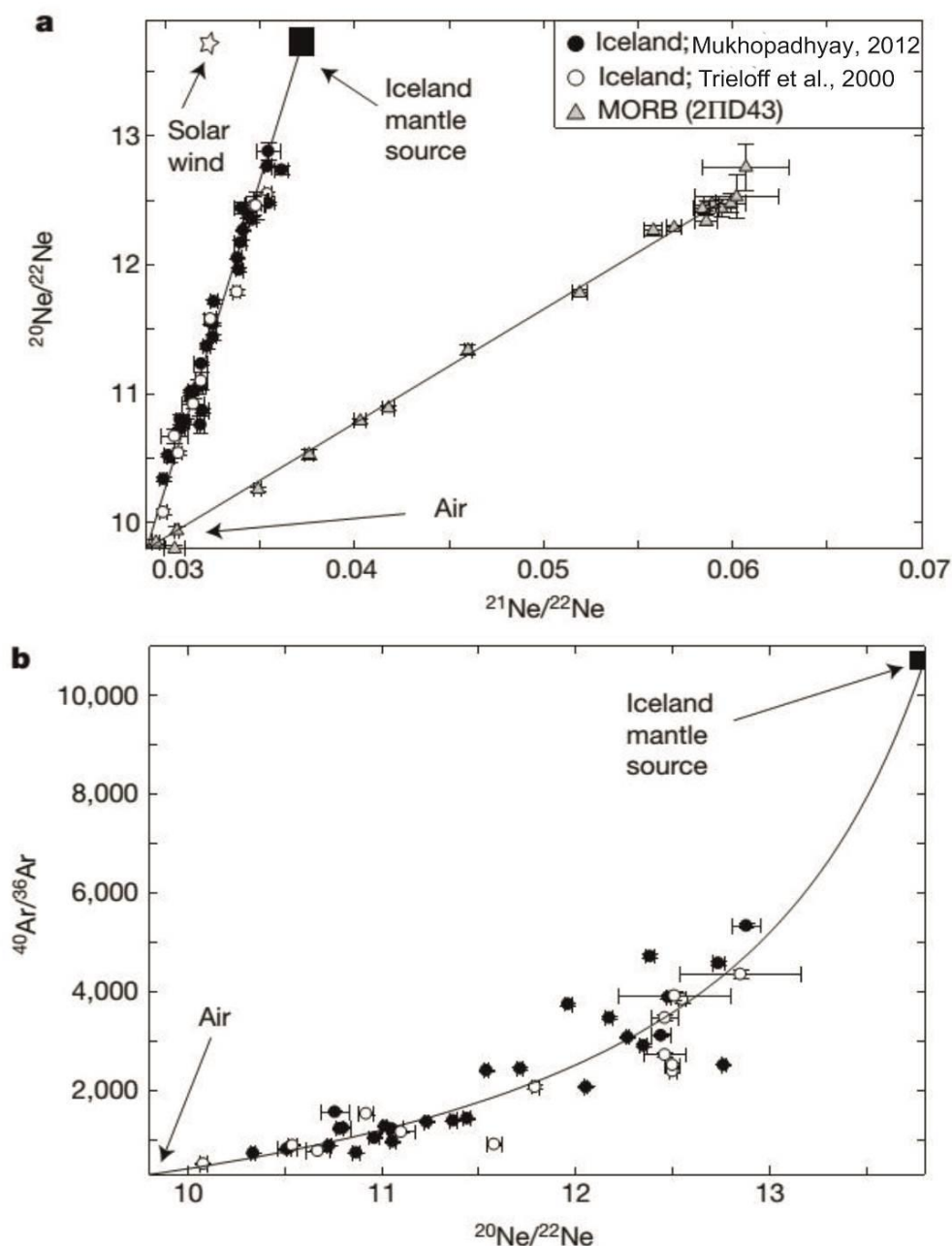


Рис. 7. Различия в изотопном составе неона и аргона MORB и исландского плюма (Trieloff et al., 2000; Mukhopadhyay, 2012). *a* – трех-изотопная диаграмма неона образцов Исландии (включая обр. DICE) и богатого газом «взрывающегося камня» (2PD43) севера Срединно-Атлантического хребта. Показаны погрешности в пределах 1σ . Ступенчатое дробление базальта приводит к линейному тренду, отражающему различную степень контаминации воздухом в порах, содержащих мантийный Ne. Наклон линии является функцией отношения нуклеогенного ^{21}Ne к первичному ^{22}Ne . Более крутые наклоны указывают на более высокую долю первичного ^{22}Ne и, следовательно, на менее дегазированный мантийный источник. *b* – состав Ne–Ar отдельных ступенчатых измельчений образца DICE 10. ^{40}Ar образуется в результате радиоактивного распада ^{40}K , а низкие значения отношения $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ указывают на менее дегазированную мантию. Данные отражают смешение мантийного компонента и контаминацию атмосферным аргоном

Fig. 7. Differences in neon and argon isotopic composition between MORB and the Iceland plume (Trieloff et al., 2000; Mukhopadhyay, 2012). *a* – Neon three-isotope plot showing the analyses of the Iceland samples (including DICE) and the gas-rich ‘popping rock’ (2PD43) from the north Mid-Atlantic Ridge (open triangles). Error bars are 1σ . Step-crushing of a mantle-derived basalt produces a linear trend that reflects variable amounts of post-eruptive air contamination in vesicles containing mantle Ne. The slope

of the line is a function of the ratio of nucleogenic ^{21}Ne to primordial ^{22}Ne , with steeper slopes indicating a higher proportion of primordial ^{22}Ne and, thus, a less degassed mantle source. *b* – Ne–Ar compositions of individual step crushes of the DICE 10 sample. ^{40}Ar is generated by radioactive decay of ^{40}K , and low $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ ratios are indicative of a less degassed mantle. The data reflect mixing between a mantle component and post-eruptive atmospheric contamination

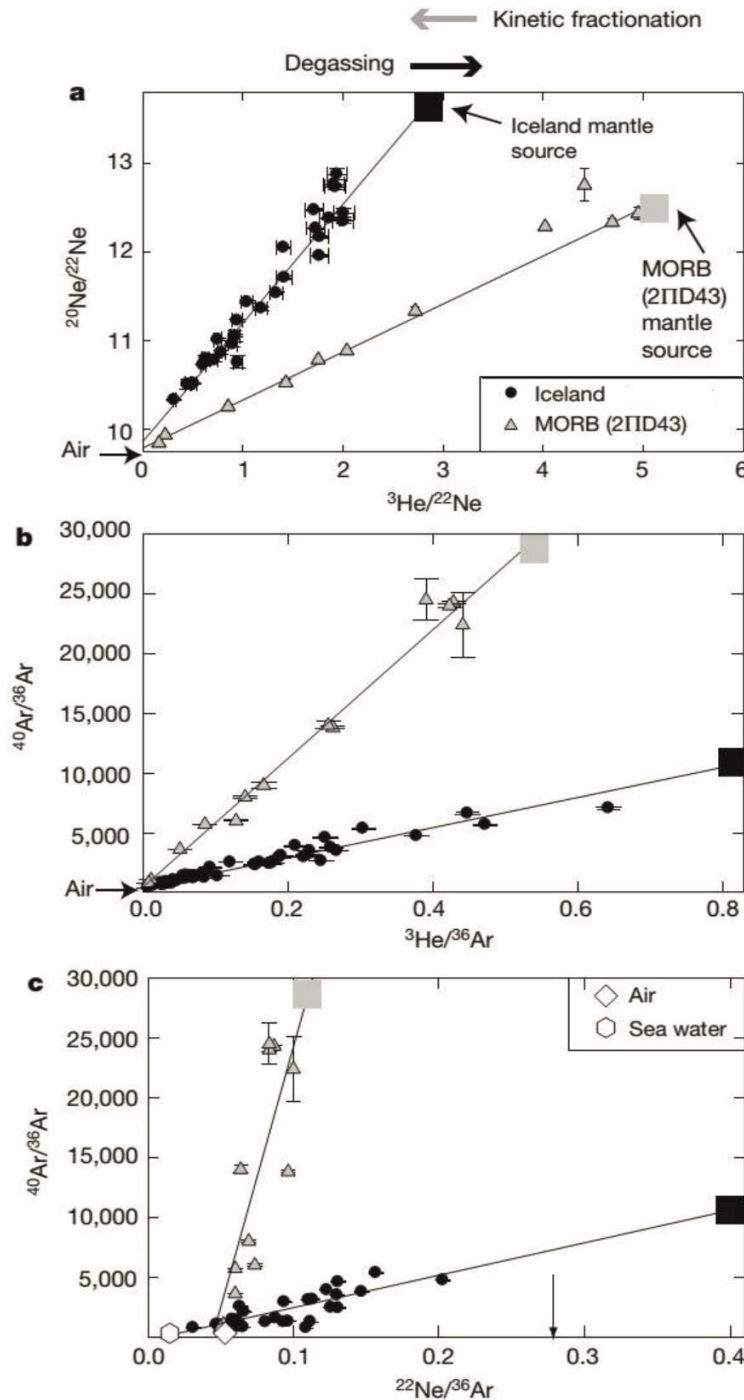


Рис. 8. Различия в содержании элементов и изотопных соотношениях между MORB и исландским плюмом (Mukhopadhyay, 2012). Диаграммы: *a* – $^3\text{He}/^{22}\text{Ne}$ – $^{20}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}$; *b* – $^3\text{He}/^{36}\text{Ar}$ – $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$; и *c* – $^{22}\text{Ne}/^{36}\text{Ar}$ – $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$. Показаны погрешности в пределах 1 σ . Наблюдаются линейные зависимости между изотопными и элементными соотношениями, которые отражают смешение благородных газов мантийного происхождения и атмосферного загрязнения после извержения. Линии представляют собой устойчивые линейные регрессии по данным, где атмосферное загрязнение находится вблизи начала координат, а мантийный источник — на другом конце. Стрелка

внизу на панели с указывает на минимальное соотношение $^{22}\text{Ne}/^{36}\text{Ar}$ мантийного источника Исландии

Fig. 8. Differences in elemental abundances and isotope ratios between MORB and the Iceland plume (Mukhopadhyay, 2012). Diagrams: *a* – $^3\text{He}/^{22}\text{Ne}$ – $^{20}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}$; *b* – $^3\text{He}/^{36}\text{Ar}$ – $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$; и *c* – $^{22}\text{Ne}/^{36}\text{Ar}$ – $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$. Error bars are 1σ . Good linear relationships are observed between isotope ratios and elemental ratios, which reflect mixing between mantle-derived noble gases and post-eruptive atmospheric contamination. Lines are robust linear regressions through the data with the atmospheric contaminant near the origin and the mantle source at the other end. Arrow in *c* indicates the minimum $^{22}\text{Ne}/^{36}\text{Ar}$ ratio of the Iceland mantle source

Отношение двух первичных изотопов неона ($^{20}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}$) значительно различается для трех потенциальных источников летучих веществ Земли: газов туманностей, материала, облученного солнечным ветром, и хондритов типа CI. Поэтому значение $^{20}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}$ показательно для оценки источника летучих веществ во внутренних структурах Земли. Результаты измерений изотопов неона в мантийных плюмах показывают значения $^{20}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}$ до 13.03 ± 0.04 (2σ) (Williams, Mukhopadhyay, 2019). Это отношение явно выше, чем в материале, облученном солнечным ветром, и в хондритах типа CI, что требует наличия в глубокой мантии неоновых газов туманности. Кроме того, определено отношение $^{20}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}$ для первичной мантии

плюма, равное 13.23 ± 0.22 (2σ) (рис. 9), которое неотлично от отношения в туманности, что является свидетельством существования материала газов туманности, сохранившегося в глубокой мантии в настоящее время. Для накопления газов туманности планетным эмбрионам необходимо достичь достаточно большой массы до диссипации протопланетного диска. Наблюдения указывают на различные отношения $^{20}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}$ в глубинных мантийных плюмах и базальтах срединно-океанических хребтов, что объясняется добавлением хондритового компонента в малоглубинную мантию во время основной фазы аккреции Земли и последующей переработкой неона, полученного из морской воды, в процессах тектоники плит.

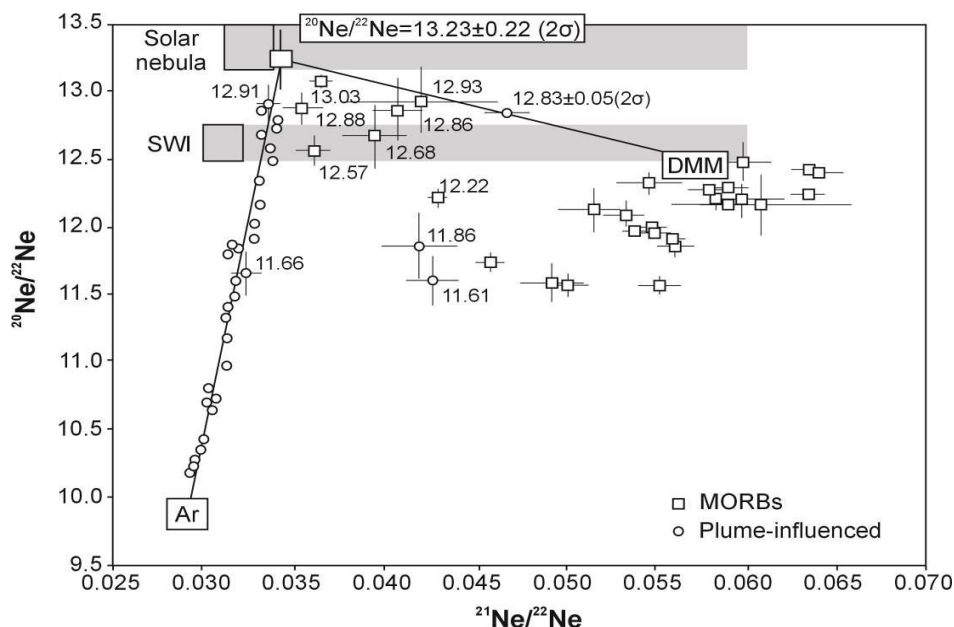


Рис. 9. Определение отношения $^{20}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}$ в мантии плюма по данным двухкомпонентного смешения (Williams, Mukhopadhyay, 2019). SWI — материал, облученный солнечным ветром. Для исследования выбраны Галапагосские острова, поскольку они представляют собой наиболее примитивный мантийный плюм с точки зрения нуклеогенного изотопного состава неона ($^{21}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}$). Показаны также самые высокие измеренные отношения $^{20}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}$ для глобально распространенных базальтов срединно-океанических хребтов мантийного происхождения (квадраты) и базальтов, подверженных влиянию плюма (круги). Прецизионные данные по базальтам срединно-океанических хребтов достигают только нижней границы диапазона облучения

солнечным ветром, в то время как некоторые высокоточные данные по базальтам, подверженным влиянию плюма, превышают диапазон облучения солнечным ветром. Образцы, отражающие смесь мантии базальтов срединно-океанических хребтов плюма и обедненной мантии базальтов срединно-океанических хребтов должны характеризоваться отношениями $^{20}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}$, которые находятся в промежуточном диапазоне между значением мантии базальтов срединно-океанических хребтов и значением мантии базальтов срединно-океанических хребтов плюма. Линия смешения в этом пространстве линейна, и точка пересечения линии смешения с линией Галапагос-воздух находится при соотношении $^{20}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}$, равном 13.23 ± 0.22 (2σ). Это значение представляет собой состав наиболее примитивной мантии плюма на современной Земле. Оно неотлично от отношения $^{20}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}$ в туманности

Fig. 9. Determining the plume mantle $^{20}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}$ ratio from two component mixing arrays (Williams, Mukhopadhyay, 2019). SWI, solar-wind irradiated material. Galápagos is chosen as it represents the most primitive mantle plume in terms of the nucleogenic neon ($^{21}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}$) isotopic composition. Also shown are the highest measured $^{20}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}$ ratios for globally distributed, mantle derived MORBs (squares) and plume-influenced basalts (circles). The high-precision MORB data only reach the lower end of the solar-wind-irradiated range whereas several high-precision plume-influenced basalt data exceed the SWI range. Samples that reflect a mixture of plume and depleted MORB mantles, such as the Discovery samples, must be characterized by $^{20}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}$ ratios that are intermediate between the MORB mantle value and the most primitive plume mantle value. The mixing line in this space is linear, and the intersection point of the mixing line with the Galápagos–air line occurs at a $^{20}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}$ ratio of 13.23 ± 0.22 (2σ). This value represents the composition of the most primitive plume mantle in the present-day Earth and is indistinguishable from the nebular $^{20}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}$ ratio

Изотопный состав ксенона: свидетельство ранней дегазации мантии Земли

Важные ограничения на раннюю дегазацию мантии и потерю летучих веществ Земли

обеспечивают изотоп ^{129}Xe , образующийся в результате радиоактивного распада вымершего ^{129}I , а также изотоп ^{136}Xe , образующийся в результате распада вымершего ^{244}Pu и долгоживущего ^{238}U (рис. 10).

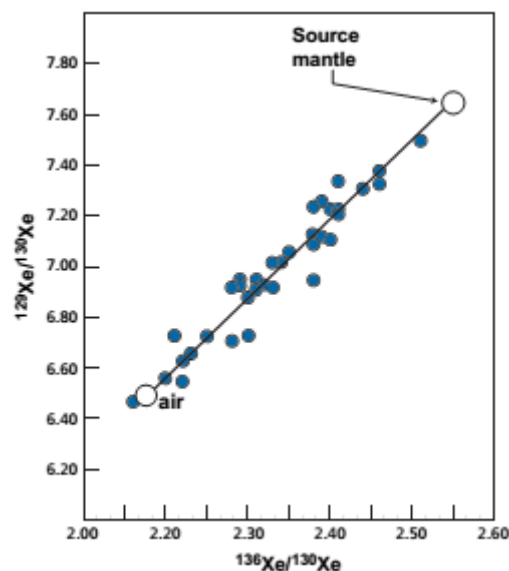


Рис. 10. Корреляционная диаграмма изотопных соотношений ксенона в MORB (Allègre, 2008). Отношение $^{129}\text{Xe}/^{130}\text{Xe}$ обусловлено радиоактивным распадом вымершего изотопа ^{129}I , а отношение $^{136}\text{Xe}/^{130}\text{Xe}$ — в основном распадом вымершего изотопа ^{244}Pu и спонтанным долговременным делением ^{238}U . Вариации изотопных соотношений ксенона связаны со смешением флюида MORB с атмосферным воздухом либо в природе, либо в лаборатории во время измерения

Fig. 10. Correlation diagram of xenon isotopic ratios in MORB (Allègre, 2008). The $^{129}\text{Xe}/^{130}\text{Xe}$ ratio indicates extinct ^{129}I radioactivity. The $^{136}\text{Xe}/^{130}\text{Xe}$ ratio is mainly due to the extinct decay of ^{244}Pu and

is associated with the spontaneous long-term fission of ^{238}U . Variations in xenon isotopic ratios are due to mixing of MORB fluid with atmospheric air either in nature or in the laboratory during measurement

Низкие отношения радиогенного к нерадиогенному ксенону ($^{129}\text{Xe}/^{130}\text{Xe}$) в ОИБ, по сравнению с MORB, использовались в качестве показателя относительно недегазированного примитивного резервуара глубокой мантии. Однако низкие отношения $^{129}\text{Xe}/^{130}\text{Xe}$ в ОИБ также объясняются смешением субдуцированного атмосферного ксенона и ксенона MORB, что устраняет необходимость в менее дегазированном глубокомантийном резервуаре. Измерения благородных газов (He, Ne,

Ar, Xe) в исландских базальтах выявили различия в содержании элементов и отношении $^{20}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}$ между мантийным плюмом Исландии и источником MORB (рис. 11). Эти наблюдения свидетельствуют о том, что более низкое отношение $^{129}\text{Xe}/^{130}\text{Xe}$ в ОИБ обусловлено более низким отношением I/Xe в мантийном источнике ОИБ и не могут объясняться исключительно смешением атмосферного ксенона с ксеноном базальтов типа MORB (Allègre, 2002).

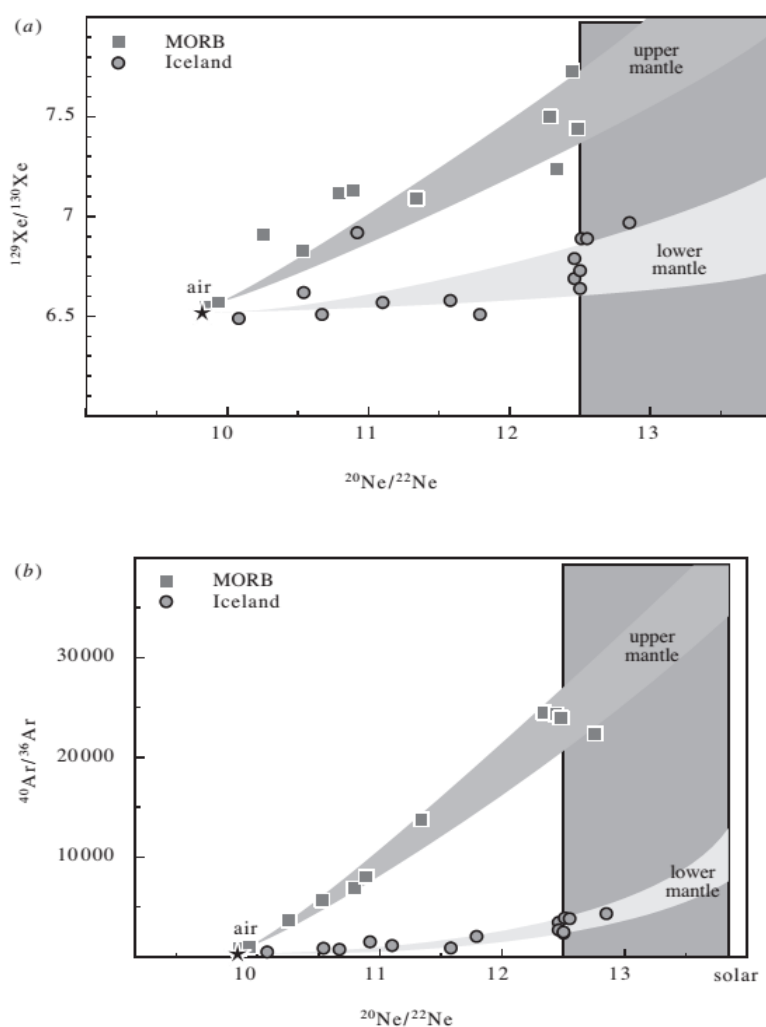


Рис. 11. Диаграммы $^{129}\text{Xe}/^{130}\text{Xe} - ^{20}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}$ (a) и $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar} - ^{20}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}$ (b) для подледниковых пород Исландии и MORB (Allègre, 2002). В зависимости от начального $^{20}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}$ Земли (13 или 13,5), значения $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ и $^{129}\text{Xe}/^{130}\text{Xe}$ для нижней мантии составляют, соответственно, 5000–7000 и 6.8–6.9

Fig. 11. $^{129}\text{Xe}/^{130}\text{Xe}$ versus $^{20}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}$ (a) and $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ versus $^{20}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}$ (b) diagrams for Iceland subglacial rocks and MORBs (Allègre, 2002). Depending on the initial $^{20}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}$ of the Earth (13 or 13.5), the $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ and $^{129}\text{Xe}/^{130}\text{Xe}$ values for the lower mantle are 5000–7000 and 6.8–6.9, respectively

Поскольку изотоп ^{129}I вымер примерно через 100 миллионов лет после образования Солнечной системы, мантийные источники OIB и MORB должны были дифференцироваться к 4.45 миллиардам лет назад, а последующее перемешивание было ограничено. Источник исландского плюма имеет более высокую долю дочернего ксенона, полученного из плутония, по сравнению с ксеноном, полученным из урана (рис. 12), это требует, чтобы источник плюма был менее дегазирован, чем MORB. Этот вывод не зависит от

концентрации благородных газов и поведения их при распределении по отношению к материнским веществам. В целом, эти результаты показывают, что мантия Земли сконцентрировала летучие вещества как минимум из двух отдельных источников, и что никакие последующие процессы (например, гипотетический удар Тэи (если он был) с образованием Луны или мантийная конвекция в течение 4.45 миллиарда лет) не стерли следы гетерогенной аккреции и ранней дифференциации Земли.

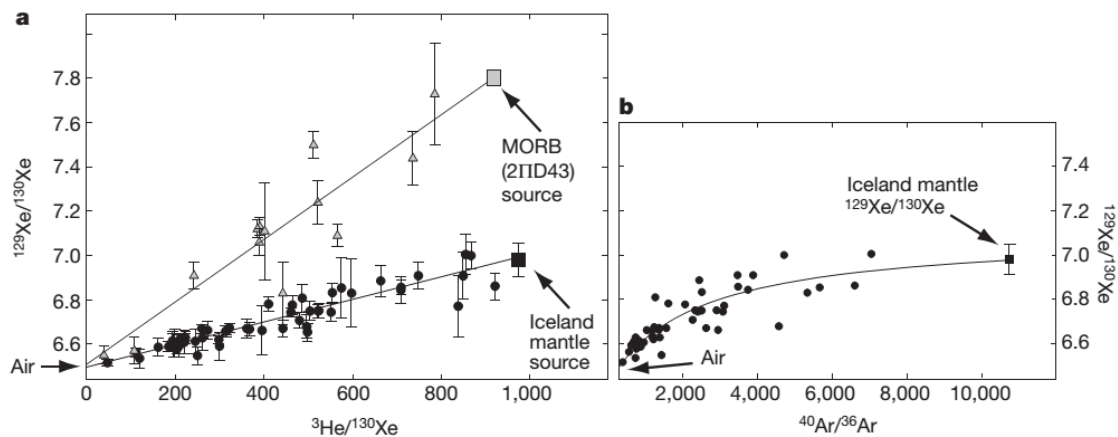


Рис. 12. Различия в изотопном составе Xe между MORB и исландским плюмом (Mukhopadhyay, 2012). *a* – корреляция между ^{129}Xe и ^3He в «взрывающемся» MORB (2PD43) и Исландии (DICE). Погрешности указаны в пределах 1σ . Точки данных представляют собой отдельные стадии дробления образца, отражающие различную степень пост-эруптивной контаминации воздухом в пузырьках. Значения для воздуха лежат вблизи начала координат, а составы мантии — на другом конце линейных массивов данных. Линии обозначают траектории, по которым будут эволюционировать мантийные источники при смешивании с субдупированным воздухом. Наблюдения по материалам Исландии показывают, что отношение $^{129}\text{Xe}/^{130}\text{Xe}$ в исландском плюме не может быть получено исключительно путем добавления рециклированного атмосферного Xe к источнику MORB, и наоборот. Таким образом, необходимы два мантийных резервуара с различными отношениями I/Xe. Соотношение $^{129}\text{Xe}/^{130}\text{Xe}$ в мантии Исландии, равное 6.98 ± 0.07 , было получено путем гиперболической подгонки методом наименьших квадратов к данным Ar–Xe (*b*), что соответствует отношению $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ в мантии, равному 10745

Fig. 12. Differences in Xe isotopic composition between MORB and the Iceland plume (Mukhopadhyay, 2012). *a* – correlation between ^{129}Xe and ^3He in the ‘popping rock’ MORB (2PD43) and Iceland (DICE). Error bars are 1σ . Data points are individual step crushes that reflect different degrees of post-eruptive atmospheric contamination in the vesicles. Air lies near the origin and the mantle compositions at the other end of the linear arrays. The lines also represent the trajectories along which the mantle sources will evolve when mixed with subducted air. The observations from Iceland demonstrate that the Iceland plume $^{129}\text{Xe}/^{130}\text{Xe}$ ratio cannot be generated solely through adding recycled atmospheric Xe to the MORB source, and vice versa. Thus, two mantle reservoirs with distinct I/Xe ratios are required. The mantle $^{129}\text{Xe}/^{130}\text{Xe}$ ratio of 6.98 ± 0.07 for Iceland was derived from a hyperbolic least-squares fit through the Ar–Xe data (*b*) corresponding to a mantle $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ ratio of 10,745

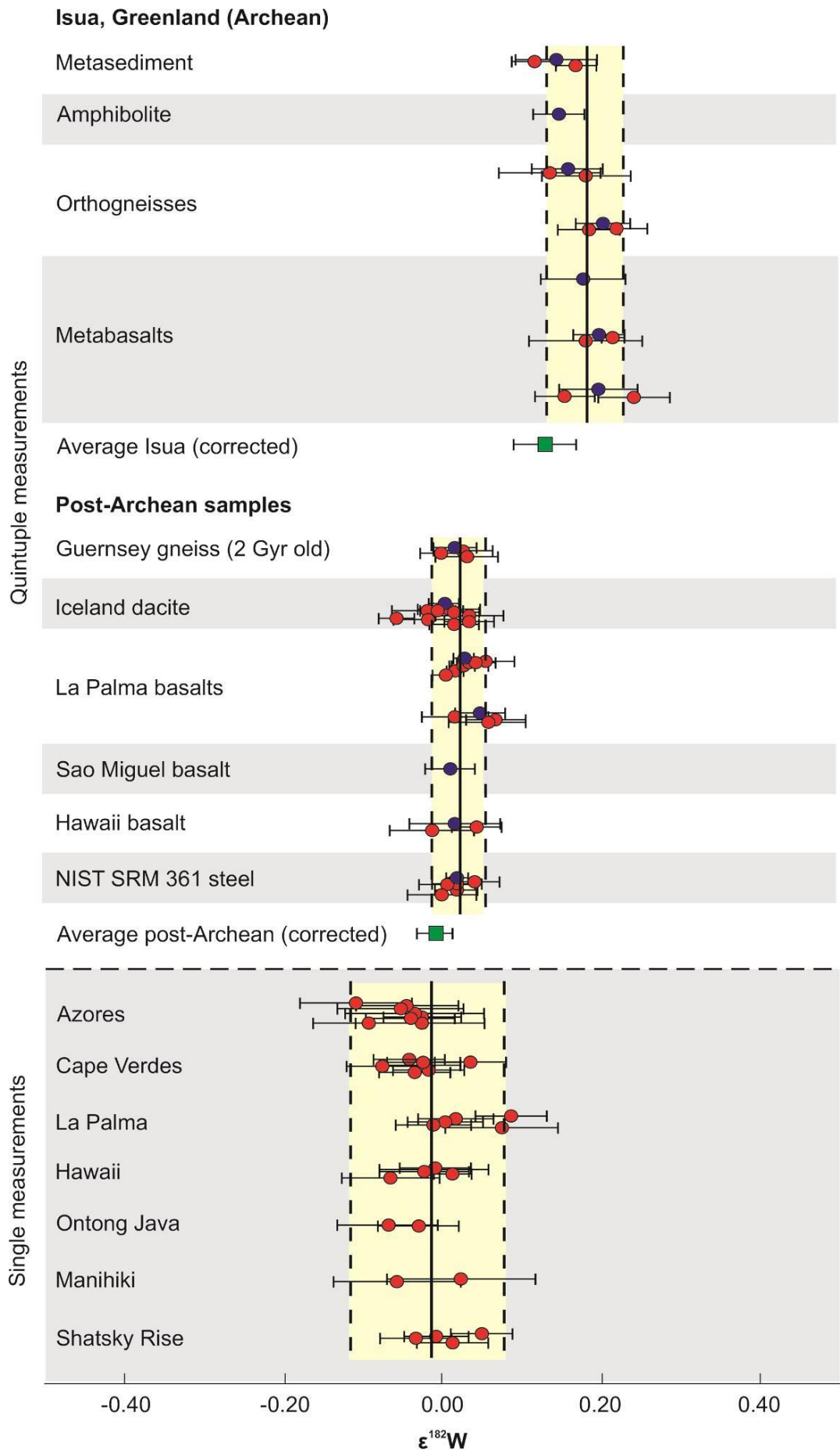


Рис. 13. Измерения $\epsilon^{182}\text{W}$ образцов Исуа и пост-архейских образцов (Willbold et al., 2011). На верхнем графике показаны результаты анализа пород Исуа и пост-архейских пород с использованием высокоточных пятикратных измерений. Отдельные пятикратные измерения показаны серыми кружками, а усредненные повторные пятикратные измерения — черными кружками (со стандартными ошибками 2σ). На нижнем графике показаны отдельные измерения современных океанических базальтов, предположительно образовавшихся из глубинных мантийных плюмов. Среднее значение для каждой группы образцов показано сплошной вертикальной линией (пунктирные линии в пределах двух стандартных отклонений). Наблюдается значительное отклонение $\epsilon^{182}\text{W}$ образцов Исуа от нуля

Fig. 13. $\epsilon^{182}\text{W}$ measurements of Isua and post-Archean samples (Willbold et al., 2011). The upper panel shows results for Isua and post-Archean samples analyzed with high-precision, quintuple measurements. Individual quintuple measurements are plotted as grey circles and averaged, repeated quintuple measurements are plotted as black circles (with 2 s.e. uncertainties). The lower panel shows single measurements of recent oceanic basalts thought to be derived from deep mantle plumes. The average for each sample grouping is shown as a solid vertical line (with dashed lines indicating 2 s.d.). The significant deviation of the $\epsilon^{182}\text{W}$ Isua samples from zero

Новые данные по изотопам вольфрама в современных ОИВ Гавайев, Самоа и Исландии (Mundl et al., 2017) показывают переменное отношение $^{182}\text{W}/^{184}\text{W}$, меняющееся от уровня окружающей верхней мантии до значений на 18 частей на миллион (ppm) ниже. Изотопное отношение $^{182}\text{W}/^{184}\text{W}$ имеет отрицательную корреляцию с отношением $^3\text{He}/^4\text{He}$ (рис. 14, 15). Эти данные указывают на то, что каждая система ОИВ взаимодействует с областями внутри Земли, сформировавшимися в течение первых 60 миллионов

лет истории Солнечной системы. Совокупные изотопные и химические характеристики, прогнозируемые для этих древних областей, указывают на то, что они содержат металлы и являются хранилищами благородных газов. Предполагается, что наиболее вероятными кандидатами на роль источников являются мегазоны сверхнизких скоростей, расположенные под Гавайями, Самоа и Исландией, но не под горячими пятнами, ОИВ которых дают нормальное значение ^{182}W и однородно низкое отношение $^3\text{He}/^4\text{He}$.

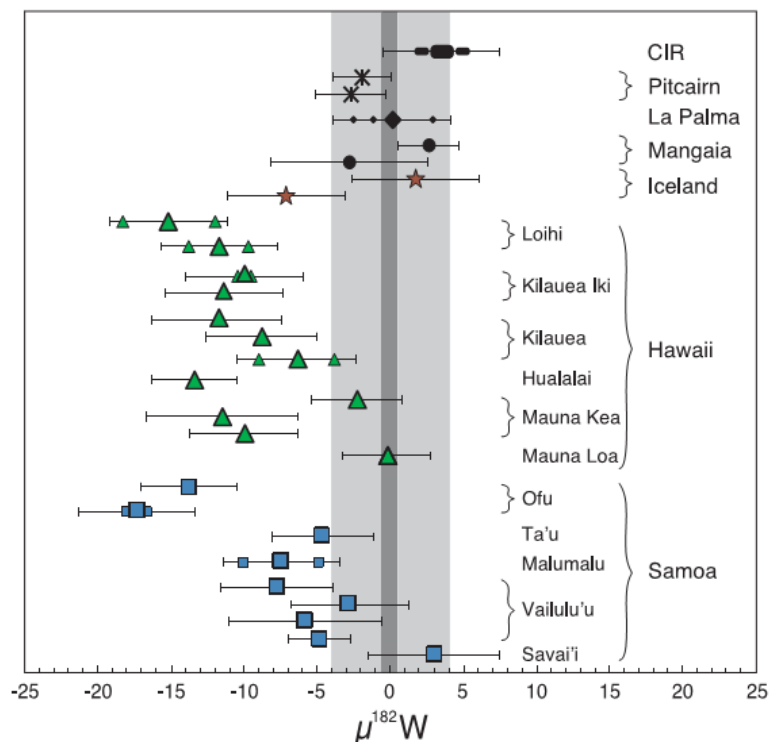


Рис. 14. $\mu^{182}\text{W}$ (отклонение $^{182}\text{W}/^{184}\text{W}$ пород от значений лабораторного стандарта) MORB из Центрально-Индийского хребта (CIR) и различных ОИВ (Mundl et al., 2017). Светло-серая область ограничивает два стандартных отклонения (SD) долгосрочной внешней воспроизводимости

стандартного образца вольфрама Alfa Aesar (4 ppm; количество анализов (n) = 57). Темно-серая область показывает соответствующие 2 σ стандарта (0.5 ppm; n = 57). Там, где это применимо, маленькие символы обозначают отдельные образцы, а большие символы – среднее значение нескольких анализов одного образца. Погрешности выборки представляют собой, соответственно, 2 σ для отдельных анализов и 2 стандартных отклонения для нескольких анализов

Fig. 14. $\mu^{182}\text{W}$ (deviation of $^{182}\text{W}/^{184}\text{W}$ of rocks from the laboratory standard values) for MORB from the Central Indian Ridge (CIR) and a variety of OIB (Mundl et al., 2017). Light gray area represents the two standard deviations SD long-term external reproducibility of Alfa Aesar tungsten standard (4 ppm; number of analyses (n) = 57). The dark gray area shows the respective 2 σ (SE) of the standard (0.5 ppm; n = 57). Where applicable, small symbols indicate individual samples, and large symbols indicate the average of multiple analyses of one sample. Sample error bars represent 2 SE of individual analyses and 2 SD of multiple analyses (n = 2, except for LP15, where n = 5), respectively

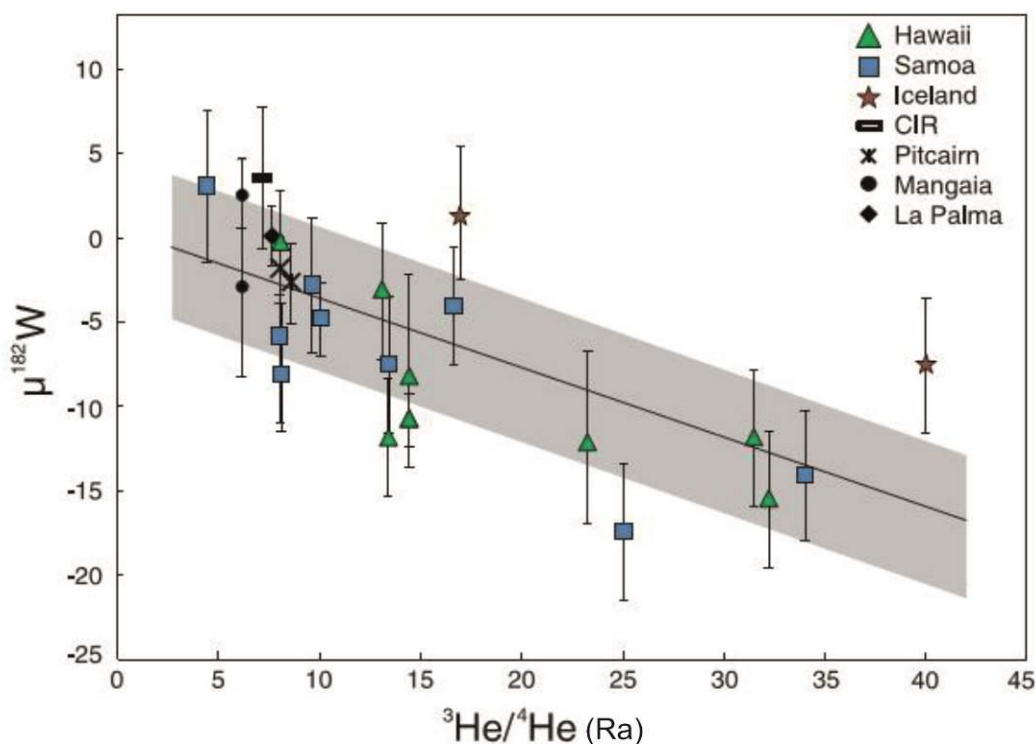


Рис. 15. $\mu^{182}\text{W}$ в зависимости от $^3\text{He}/^4\text{He}$ (Ra) для OIB и MORB из Центрально-Индийского хребта (Mundl et al., 2017). Погрешности (2 σ) для $^3\text{He}/^4\text{He}$ меньше символов. Черная линия представляет собой линию тренда для всех образцов. Серая область показывает огибающую погрешности для линии тренда

Fig. 15. $\mu^{182}\text{W}$ versus $^3\text{He}/^4\text{He}$ (R/RA) for OIB and a MORB from the CIR (Mundl et al., 2017). Error bars (2 σ) for $^3\text{He}/^4\text{He}$ are smaller than symbols. The black line represents a trendline for all samples. The gray area shows the error envelope for the trend

Прецизионные данные по изотопам W для горных пород мантийного происхождения из палеоархейского кратона Пилбара, а также горячих пятен острова Реюньон и архипелага Кергелен (Rizo et al., 2019) (рис. 16, 17) в сочетании с другими данными выявили временной сдвиг в изотопном составе вольфрама мантии, который объясняется химическим взаимодействием ядра и мантии. Предполагается диффузионный изотопный обмен на границе ядро-мантия или выделение богатых

вольфрамом оксидов Si-Mg-Fe из ядра в мантию. Значения $\mu^{182}\text{W}$ в магмах мантийного происхождения выдерживается на одном уровне в период от 4.3 до 2.7 млрд лет назад и в дальнейшем снижаются. Это изменение может быть связано с началом кристаллизации внутреннего ядра или с началом пост-архейской глубинной субдукции плит, которая перемешивала мантию более эффективно. Экспериментальные данные показывают, что оксиды Si-Mg-Fe могут эффективно

включать W в свою структуру без сопутствующего HSE. Эти выделения могут образовываться в результате векового охлаждения ядра, поскольку растворимость оксидов в жидком железе уменьшается с понижением температуры. Помимо охлаждения ядра, кристаллизация внутреннего ядра, могла

способствовать повышению концентрации кислорода в наружном жидком ядре и увеличению осаждения оксидов Si-Mg-Fe. Более окислительные условия во внешнем ядре снижают сродство вольфрама к жидкому металлу с его извлечением из ядра и включением в мантию.

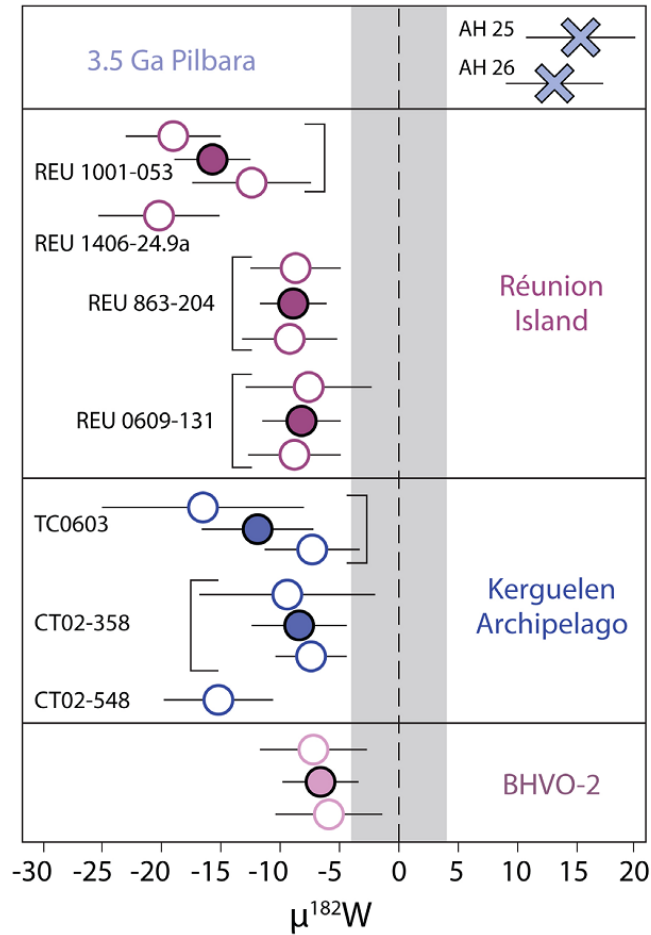


Рис. 16. Данные $^{182}\text{W}/^{184}\text{W}$, представленные в виде значений $\mu^{182}\text{W}$ (Rizo et al., 2019). Открытые символы обозначают индивидуальный анализ образцов, закрытые – среднее значение повторных анализов. Погрешности отдельных измерений 2σ , для средних значений показаны распространенные неопределенности. Серая вертикальная полоса представляет собой воспроизводимость (2σ), полученную при повторных измерениях стандарта Alfa Aesar W

Fig. 16. $^{182}\text{W}/^{184}\text{W}$ data shown as $\mu^{182}\text{W}$ values (Rizo et al., 2019). Open symbols are individual analysis of samples and filled symbols show the average of the different duplicates. Errors on individual measurements shown are 2σ and propagated uncertainties are shown for averages. The shaded area represents the reproducibility obtained (2σ) on repeated measurements of the Alfa Aesar W standard

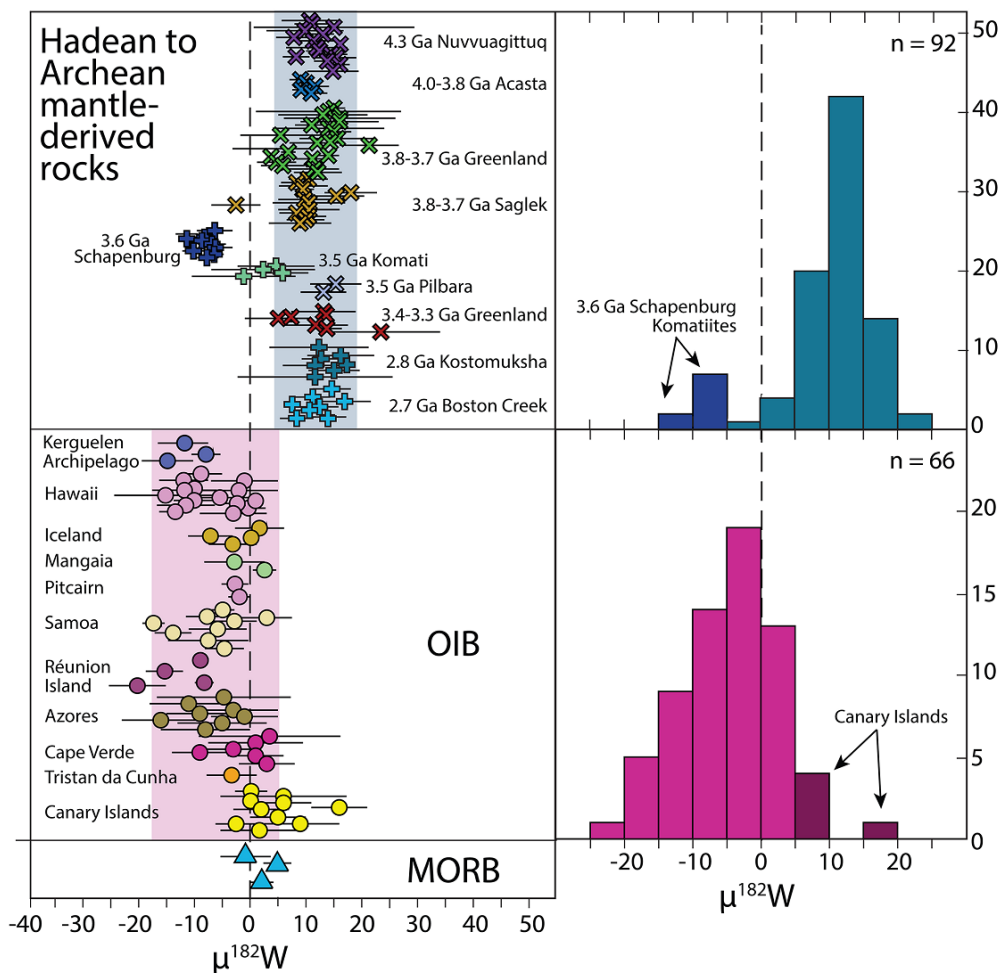


Рис. 17. Сводка данных $^{182}\text{W}/^{184}\text{W}$, представленных в виде значений $\mu^{182}\text{W}$ (Rizo et al., 2019). Мантийные породы гадея и архея расположены в возрастном порядке, самые древние – сверху, самые молодые – внизу. Вертикальные полосы показывают средние значения $\mu^{182}\text{W} \pm 2 \text{ SD}$ для образцов гадея-архея и OIB

Fig. 17. Compilation of $^{182}\text{W}/^{184}\text{W}$ data shown as $\mu^{182}\text{W}$ values (Rizo et al., 2019). Hadean and Archean mantle-derived rocks are organized in age order, with the oldest at the top and the youngest at the bottom. Shaded areas show the average $\mu^{182}\text{W}$ values $\pm 2 \text{ SD}$ for Hadean-Archean and OIB samples

В работе (Mundl-Petermeier et al., 2019) приводятся значения $\mu^{182}\text{W}$ (отклонение $^{182}\text{W}/^{184}\text{W}$ пород от лабораторных стандартов) и соответствующие отношения $^3\text{He}/^4\text{He}$ для пород из 15 горячих пятен. Эти породы характеризуются значениями $\mu^{182}\text{W}$, варьирующими от ~ 0 до -23 ± 4.5 (рис. 18). Для каждой вулканической системы, включающей породы с отрицательными значениями $\mu^{182}\text{W}$, значения, как правило, отрицательно коррелируют с $^3\text{He}/^4\text{He}$. Изотопные характеристики W–He всех пород моделируются путем смешения, включающего компоненты по меньшей мере трех мантийных источников с различными характеристиками $\mu^{182}\text{W}$ – $^3\text{He}/^4\text{He}$. Один резервуар (AM – Ambient Mantle) имеет $^3\text{He}/^4\text{He} \approx 8\text{Ra}$ и $\mu^{182}\text{W} \approx 0$, что не

отличается от конвектирующей верхней мантии. Два других резервуара (EFMR – Early Formed Mantle Reservoir и CMER – Core-Mantle Equilibrated Reservoir) с высокими значениями $^3\text{He}/^4\text{He}$ не дегазированы и, вероятно, имеют первичный характер. В одном из этих двух резервуаров $\mu^{182}\text{W} \approx 0$, в другом – $\mu^{182}\text{W} \leq -23$ (рис. 19–20). Первый резервуар, вероятно, образовался в результате процесса дифференциации силикатов более чем через 60 млн лет после возникновения Солнечной системы, но оставался частично или полностью изолированным от остальной мантии на протяжении большей части истории Земли. Второй резервуар включает компонент, образовавшийся во время существования ^{182}Hf .

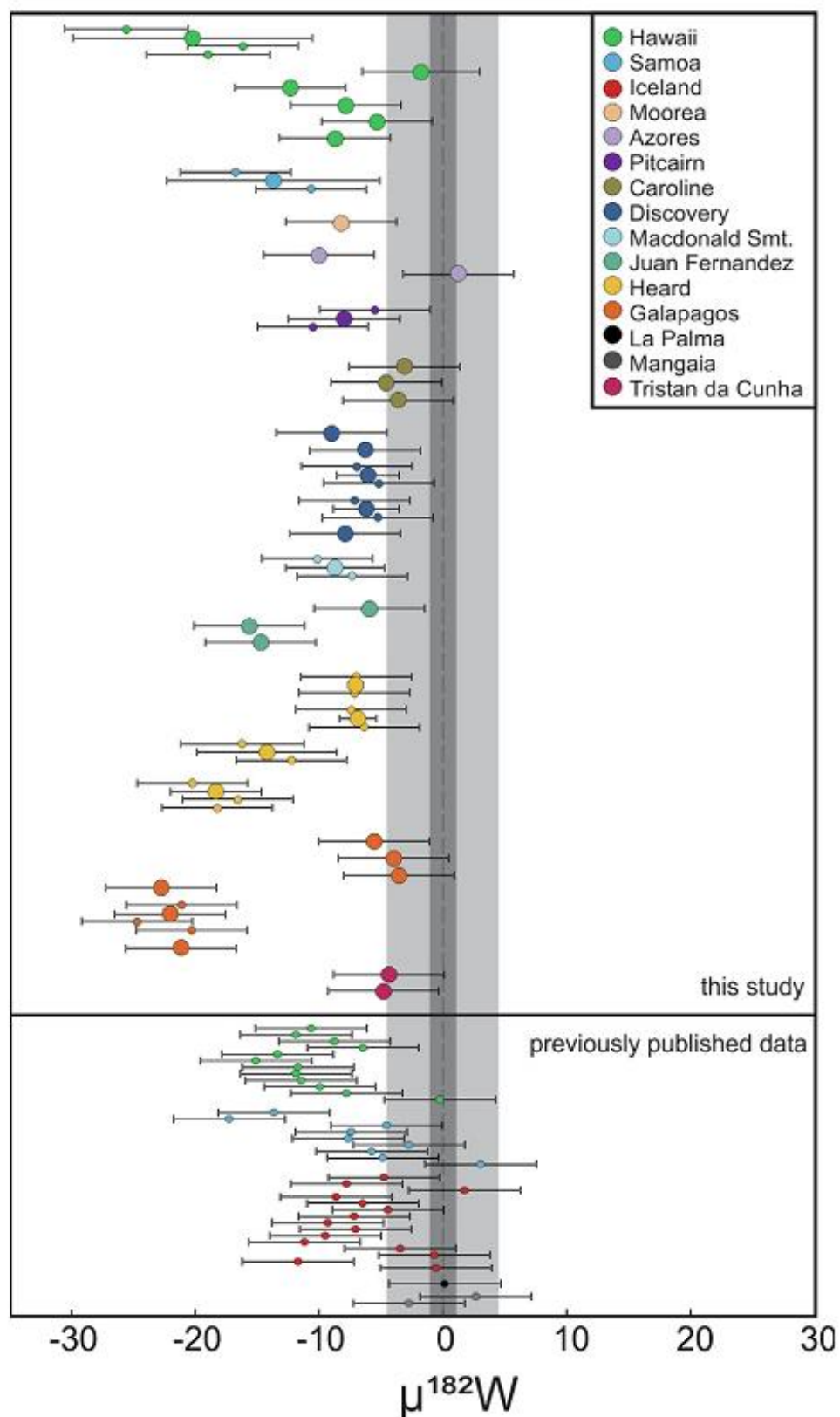


Рис. 18. Вариации $\mu^{182}\text{W}$ в ОИВ из 15 горячих пятен (Mundl-Petermeier et al., 2019). В нескольких горячих пятнах обнаружены образцы с хорошо выраженными отрицательными аномалиями ^{182}W . Темно-серые и светло-серые полосы представляют собой 2σ и 2SD , соответственно, повторных анализов стандартов вольфрама Alfa Aesar

Fig. 18. $\mu^{182}\text{W}$ variations of OIB from 15 hotspots. Several hotspots have samples with well-resolved negative ^{182}W anomalies (Mundl-Petermeier et al., 2019). Dark blue and light grey bars are 2SE and 2SD, respectively, of repeated analyses of Alfa Aesar tungsten standards

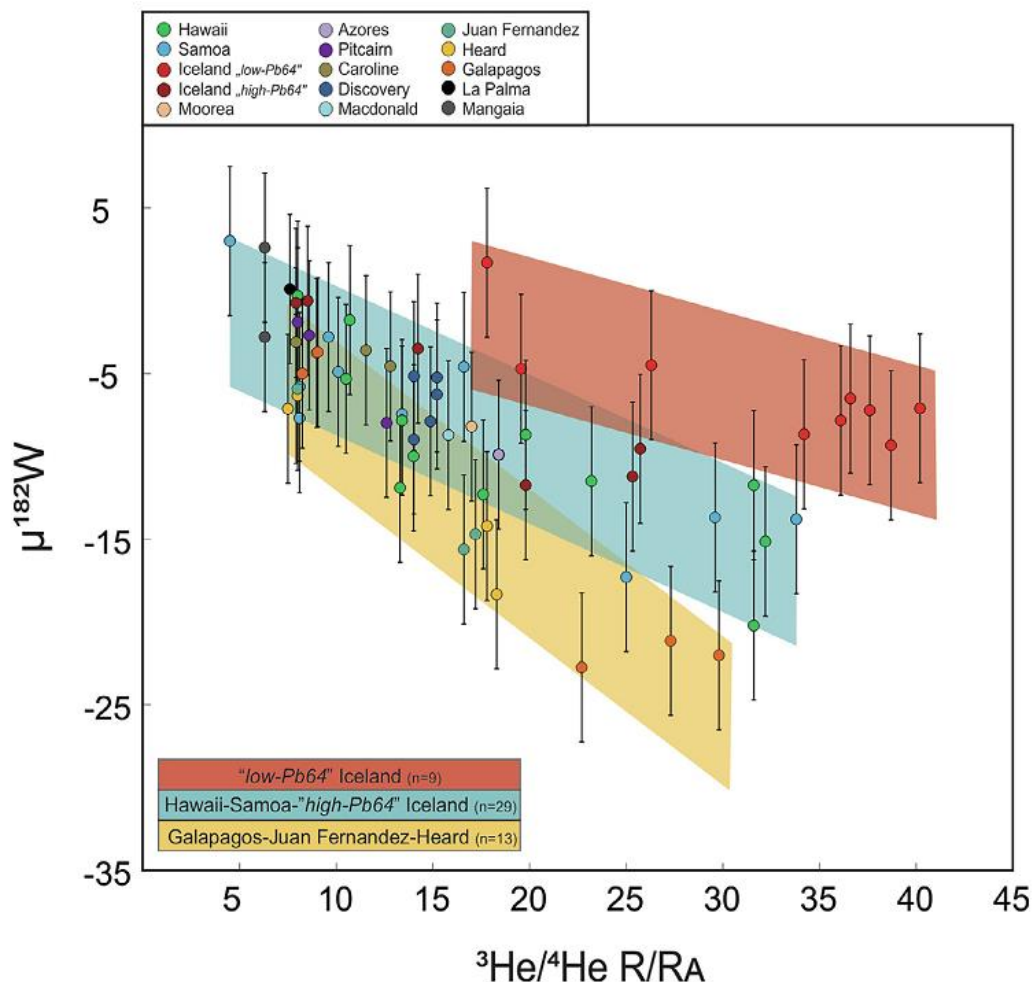


Рис. 19. График $\mu^{182}\text{W} - ^3\text{He}/^4\text{He}$, демонстрирующий три отдельных тренда (Mundl-Petermeier et al., 2019). Красный тренд представляет породы с «низким Pb6/4». Светло-голубой тренд определяется образцами с Гавайев, Самоа и образцами с «высоким Pb6/4» из Исландии. Желтый тренд составляют образцы из Хуана Фернандеса, Херда и Галапагосских островов. Большинство образцов из системы ОИВ, включая образцы с островов Муреа, Азорских островов, Питкэрна, Каролины, Дискавери, Мангайи, Ла-Пальмы и Макдональда, соответствуют тренду Гавайи-Самоа-«высокое Pb6/4»-Исландия

Fig. 19. $\mu^{182}\text{W}$ versus $^3\text{He}/^4\text{He}$ plot showing three separate trends (Mundl-Petermeier et al., 2019). The red trend represents the “low-Pb6/4” samples. The light blue trend is defined by samples from Hawaii, Samoa, and the “high-Pb6/4” samples from Iceland. Samples from Juan Fernandez, Heard, and Galapagos make up the yellow trend. Most of the OIB systems, including samples from Moorea, Azores, Pitcairn, Caroline, Discovery, Mangaia, La Palma, and Macdonald, fit the Hawaii-Samoa-“high-Pb6/4”-Iceland trend

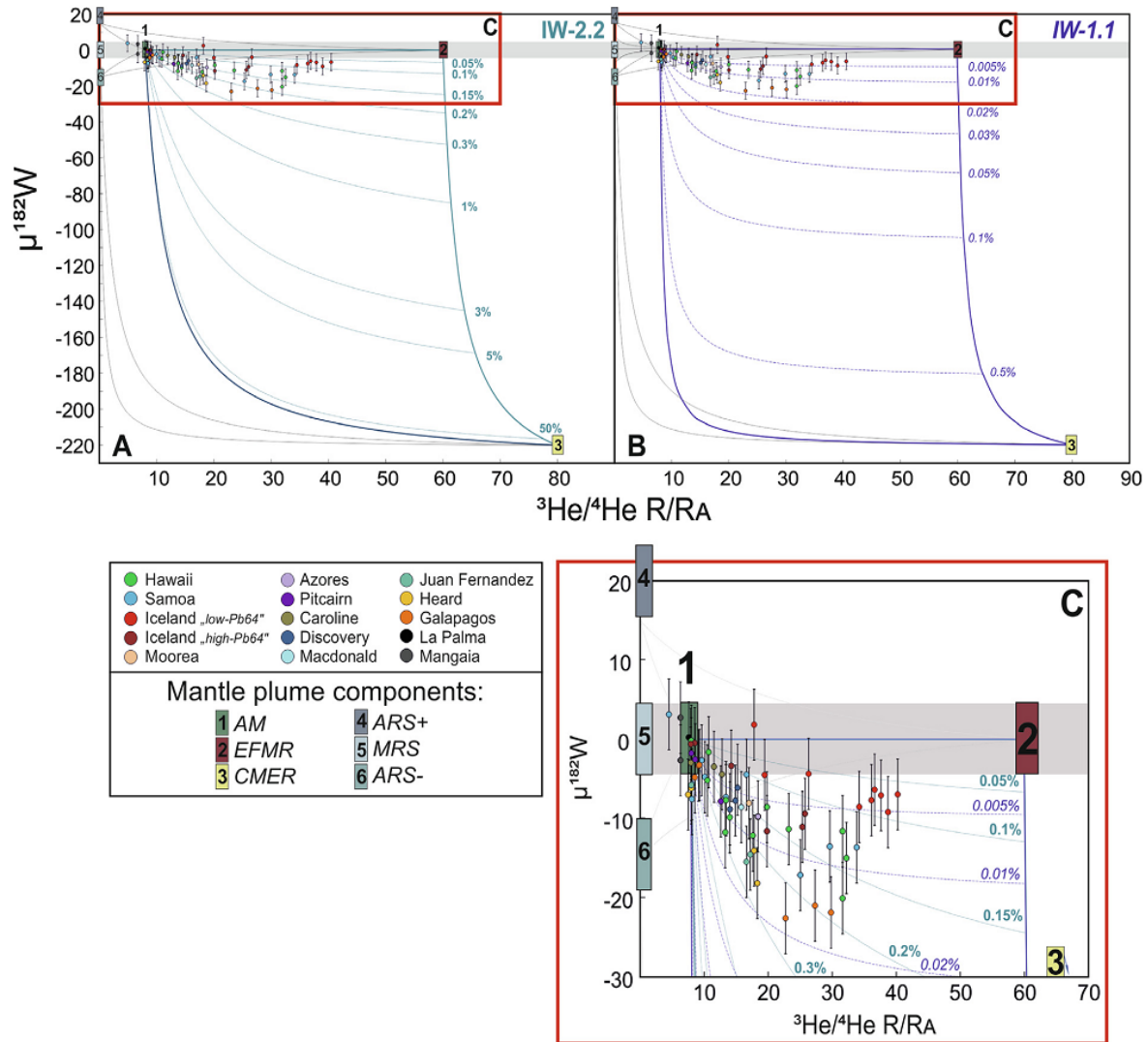


Рис. 20. Модель смешения, показывающая соотношение $^3\text{He}/^4\text{He}$ и $\mu^{182}\text{W}$ (Mundl-Petermeier et al., 2019). Указаны проценты, представляющие собой долю первичного мантийного компонента EFMR (Early Formed Mantle Reservoir), смешанного с коро-мантийным равновесным CMER (Core-Mantle Equilibrated Reservoir). (A) Концентрации W в CMER определены при равновесии ядро-мантия с использованием коэффициентов распределения металл-силикат при буфере IW (железо-вюстит) –2.2. (B) То же при IW-1.1. (C) Увеличенное изображение области, где отображаются образцы. Зеленые линии — линии смешения, показанные на рисунке А, синие линии — линии смешения, показанные на рисунке В. Для объяснения состава образцов необходимо менее 0,25 % CMER, независимо от того, соответствует ли $f\text{O}_2$ уровню IW-1.1 или IW-2.2. Различные пропорции EFMR и CMER смешиваются с окружающей мантией (Ambient Mantle - AM). Компоненты ARS+, ARS- и MRS представляют собой древние (ancient) или современные (modern) субдуцированные плиты с $\mu^{182}\text{W}$ +20, 14 и 0 соответственно, которые не оказывают существенного влияния на изотопный состав He и W в образцах, но могут объяснить низкое соотношение $^3\text{He}/^4\text{He}$ в одном образце из Самоа и двух из Мангаи. Различные цветные символы для Исландии представляют две группы образцов, классифицированные на основе изотопного состава Pb

Fig. 20. Mixing model showing $^3\text{He}/^4\text{He}$ versus $\mu^{182}\text{W}$ (Mundl-Petermeier et al., 2019). Percentages given are the proportion of EFMR (Early Formed Mantle Reservoir) mixed with CMER (Core-Mantle Equilibrated Reservoir). (A) CMER W concentrations determined by core-mantle equilibration using metal-silicate partition coefficients at IW-2.2 (B) The same at IW-1.1. (C) Zoomed-in display of the area where samples plot. Green lines are mixing lines shown in A, blue lines represent mixing lines shown in B. Less than 0.25 % of CMER is necessary to explain the composition of the samples, regardless of whether the $f\text{O}_2$ is IW-1.1 or IW-2.2. Different proportions of EFMR and CMER are mixed with

an ambient mantle (Ambient Mantle AM). Components ARS+, ARS-, and MRS represent ancient or modern subducted slabs with a $\mu^{182}\text{W}$ of +20, 14, and 0, respectively, that do not significantly impact the He and W isotope composition of the samples, but may explain the low $^3\text{He}/^4\text{He}$ of one sample from Samoa and two from Mangaia. Different colored symbols for Iceland represent the two sample groups classified based on Pb isotope compositions

3. Изотопные компоненты благородных газов ASITA

В северо-восточной части Сибирской крупной магматической провинции оливиновый нефелинит из нижней части мощной щелочно-ультраосновной и мафической последовательности вулканических пород дал платообразный возраст $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 253.3 ± 2.6 млн лет, значительно превышающий возраст основной толеитовой толщи (около 250 млн лет). Фенокристаллы оливина из этой породы показали отношение $^3\text{He}/^4\text{He}$, в 12.7 раз

превышающее атмосферное (рис. 21). На основе этих значений предполагалось происхождение флюидов оливинового нефелинита из нижнемантийного плюма. Геохимические данные, полученные для более молодых вулканических пород возрастом 250 миллионов лет, свидетельствуют о взаимодействии этого высоко- ^3He плюма с верхней мантией субокеанического типа (Basu et al., 1995). Определения изотопного состава других благородных газов, которые могли бы дать более уверенную систематику компонентов оливинового нефелинита, не проводились.

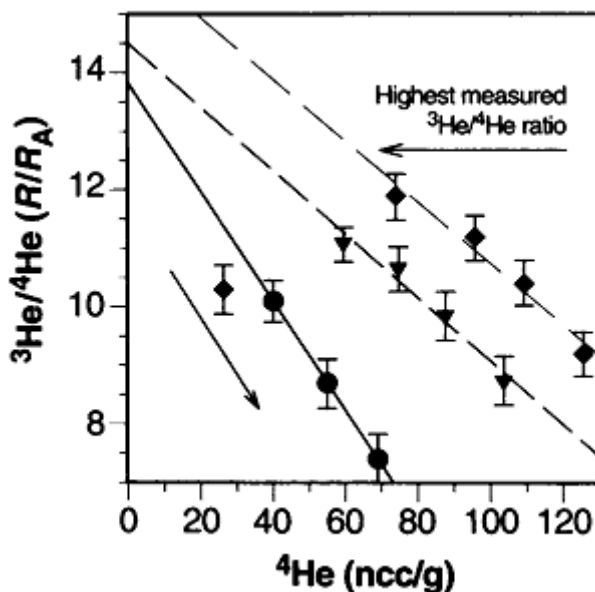


Рис. 21. График кумулятивных отношений $^3\text{He}/^4\text{He}$, нормированных к атмосферному отношению (R_A) (Basu et al., 1995). На каждом этапе измельчения оливина в образце 1946/23 отношение меняется в зависимости от концентрации ^4He . Различные символы обозначают три разных экспериментальных измерения. Постепенное уменьшение отношения $^3\text{He}/^4\text{He}$ по мере измельчения (стрелка внизу слева) указывает на преобладание радиогенного ^4He и отсутствие космогенного ^3He в матрице, что также подтверждается анализом при полном плавлении [0.24 R_A ; 880 нанокубических сантиметров (нкс) гелия на грамм]

Fig. 21. The cumulative $^3\text{He}/^4\text{He}$ ratios, normalized to the atmospheric ratio (R_A), in each crushing step of olivine in sample 1946/23 are plotted against the ^4He concentrations. Different symbols represent the three different experimental measurements. The progressive decrease of $^3\text{He}/^4\text{He}$ as crushing proceeds (arrow at lower left) is indicative of the dominance of radiogenic ^4He and the absence of cosmogenic ^3He in the matrix, as also confirmed by a total fusion analysis [0.24 R_A ; 880 nano-cubic centimeters (ncc) of helium per gram]

На Сибирском палеоконтиненте исследовались изотопы в двух петрологически

различных комплексах перидотитовых ксенолитов, извлеченных из кимберлитов

трубки Удачная возрастом 360 млн лет и Обнаженная возрастом 160 млн лет. Значения $^{20}\text{Ne}/^{22}\text{Ne} - ^{21}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}$ варьируют от атмосферных значений 9.88 до 11.35 и от 0.0303 до

0.0385 соответственно, что предполагает смешение компонентов DMM с компонентами плюма (Barry, Broadley, 2021) (рис. 22).

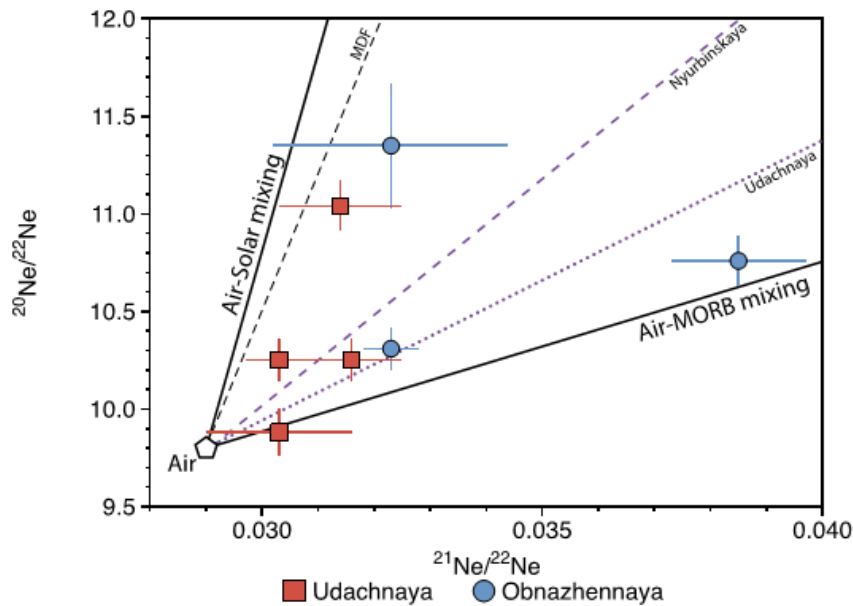


Рис. 22. График $^{20}\text{Ne}/^{22}\text{Ne} - ^{21}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}$ (Barry, Broadley, 2021). Показаны линии смешения воздух-солнце и воздух-MORB, фенокристаллов оливина Удачной и алмазов из Нюрбинского кимберлита. Данные по изотопам Ne предполагают, что образцы как из Обнаженной, так и из Удачной содержат вклад плюма и DMM. Показаны погрешности 1σ

Fig. 22. Isotope plot $^{20}\text{Ne}/^{22}\text{Ne} - ^{21}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}$ (Barry, Broadley, 2021). Air-Solar and Air-MORB mixing lines are shown together with two previous lines of Udachnaya olivine phenocryst and diamonds from the Nyurbinskaya kimberlite. Ne isotope data suggest that both Obnazhennaya and Udachnaya samples contain an admixture of plume and DMM contributions. Uncertainties are shown to 1σ

В Байкальской рифтовой системе исследования изотопов Ne проводились в фенокристах оливина и пироксена из вулканических пород и этих же минеральных фаз глубинных ксенолитов на вулканических полях хребтов Хамар-Дабан и Удокан, Витимском, Джидинском, Тарят-Чулутынском и Нижне-Орхонском.

На хребтах Хамар-Дабан и Удокан были получены первые данные по изотопам гелия для вулканических пород и глубинных ксенолитов из них Байкальской рифтовой зоны (Друбецкой, Грачев, 1987). Изотопные отношения $^3\text{He}/^4\text{He}$ в ксенолитах первой вулканической территории выше, чем второй (рис. 23). В следующей статье (Грачев, 1998) приведены данные по трем образцам ксенолитов из лав вулкана Тумбусун-Дулга: 978

(шпинелевый лерцолит), 979 (гарцбургит) и 826 (шпинелевый лерцолит). Данные по первому из них приводились ранее (Друбецкой, Грачев, 1987): $^3\text{He}/^4\text{He} \times 10^{-6} = 8 \pm 1.5$ (шпинелевый лерцолит), 10 ± 2 (оливин) и 7 ± 2 (пироксен). В статье (Грачев, 1998) для образца 978 приведены более высокие значения $^3\text{He}/^4\text{He} \times 10^{-6}$: 12.6 (шпинелевый лерцолит), 28, 20 ± 3 , 36 ± 4 (оливины), 9 (диопсид). Исходя из атмосферного значения $^3\text{He}/^4\text{He} \times 10^{-6} = 1.384$, получаем значения, соответственно, (Друбецкой, Грачев, 1987) – 5.7 Ra, 7.2 Ra и 5.0 Ra и соответственно, (Грачев, 1998) – 9.1 Ra, 20 Ra, 14.5 Ra, 26 Ra и 6.5 Ra. Сведения о методике анализа изотопного состава гелия в обеих работах отсутствуют. Причина расхождения данных по образцу 978 ксенолита в разных публикациях не ясна.

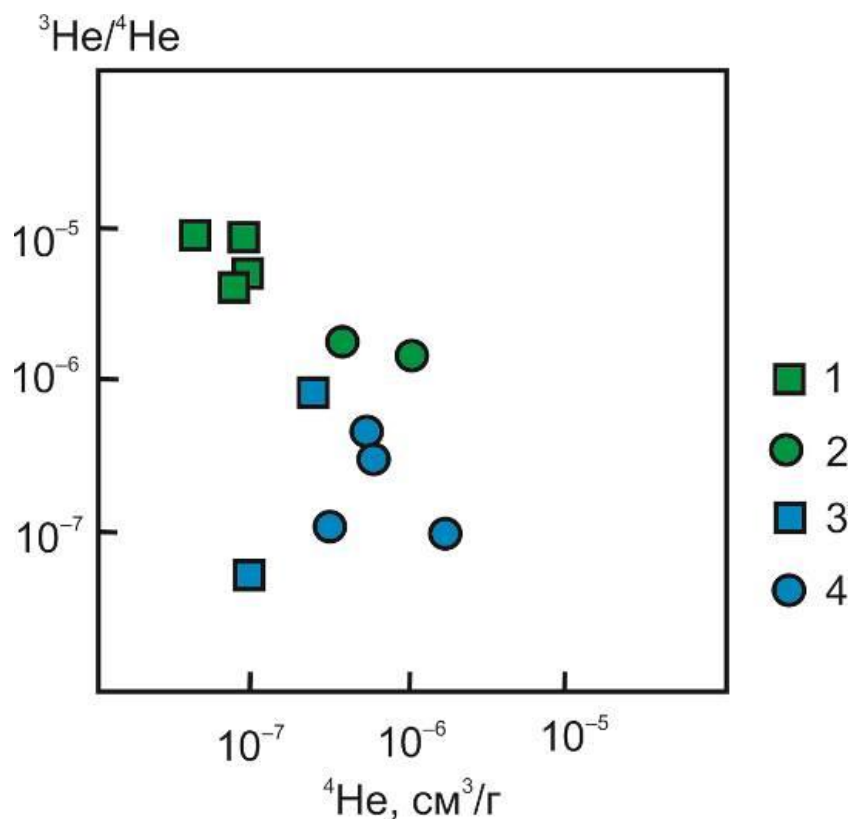


Рис. 23. График первых определений изотопного состава гелия в вулканических породах Байкальской рифтовой зоны и глубинных ксенолитах из них. 1 – ультраосновные ксенолиты из вулканических пород хр. Хамар-Дабан; 2 – вмещающие базальты хр. Хамар-Дабан; 3 – ультраосновные ксенолиты из вулканических пород хр. Удокан; 4 – вмещающие базальты хр. Удокан. Данные из работы (Друбецкой, Грачев, 1987). Методика выделения гелия для измерений для измерения изотопного состава не указана

Fig. 23. Graph of the first determinations of helium isotopic compositions from volcanic rocks of the Baikal rift zone and deep xenoliths from them. 1 – ultramafic xenoliths from volcanic rocks of the Khamar-Daban Ridge; 2 – host basalts of the Khamar-Daban Range; 3 – ultramafic xenoliths from volcanic rocks of the Udokan Range; 4 – host basalts of the Udokan Range. Data from (Drubetskoy, Grachev, 1987). The method of helium extraction for measurements of isotopic composition is not specified

На Витимском вулканическом поле исследовались ксенолиты гранатовых лерцолитов (Vi 313-3, -54, -105, -113, и -240) и один шпинелевый лерцолит (Vi 313-110) из пикробазальтового карьера, а также ксенолит шпинелевого лерцолита Vi 86-1 шлакового конуса Кандидушка (Staudacher, Allègre, 1991). Карьер был впервые опробован И.В. Ащепковым (1991). В нем последовательно вскрывались слои, различающиеся по составу вулканических продуктов и глубинных

включений. Верхний слой был максимально насыщен гранатовыми лерцолитами, которые могли длительное время находиться на земной поверхности (Chuvashova et al., 2017). Именно в этом слое И.В. Ащепковым в основном были собраны образцы, представленные им для исследований. Такая специфика сбора ксенолитов объясняет значительное накопление в образцах нуклеогенного изотопа ^{21}Ne (рис. 24).

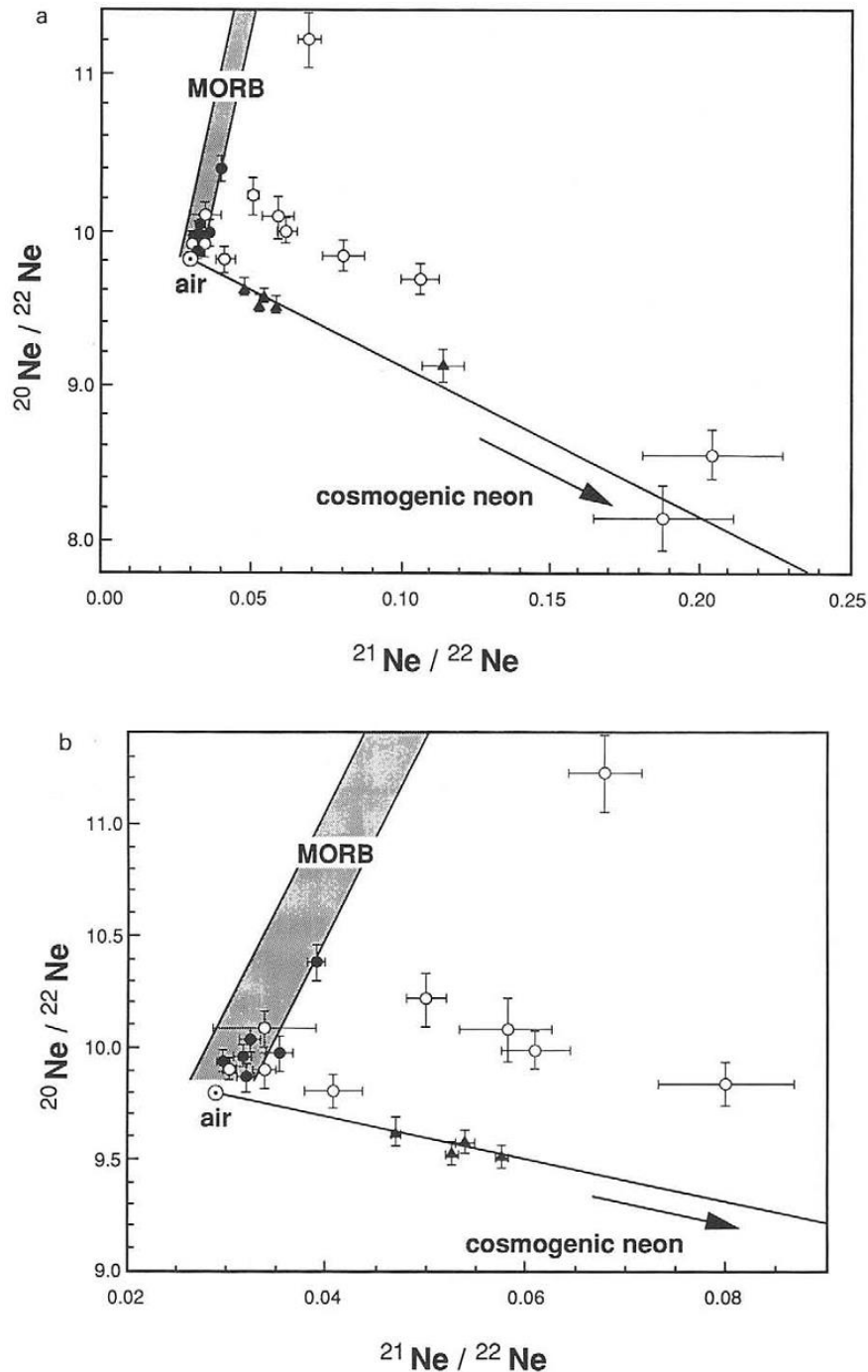


Рис. 24. Данные по ступенчатому нагреву неона или данные по всей породе для образцов BW 84-105 (Антарктида) и ксенолитов (Витимское и Тарятское вулканические поля) (Staudacher, Allègre, 1991). Представлена трехизотопная диаграмма неона (a) и ее увеличенное изображение (б). Космогенный неон на больших глубинах экранирования характеризуется $^{20}\text{Ne}/^{22}\text{Ne} = 0.96$ и $^{21}\text{Ne}/^{22}\text{Ne} = 0.84$. Все точки данных BW 84-105 (черные треугольники) не попадают на линию смешения между воздушным неоном и космогенным неоном. Большинство точек данных ксенолитов (черные и белые точки) находятся выше этой линии смешения и указывают на наличие в этих образцах компонента неона верхней мантии, помимо неона, полученного под воздействием космических лучей. Черные точки соответствуют ксенолитам, которые использовались для оценки начального отношения $^4\text{He}/^3\text{He}$ в субконтинентальной литосферной мантии на Витимском плоскогорье. Открытые значки обозначают ксенолиты, демонстрирующие значительный избыток $^{21}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}$ в общей породе. Три низкотемпературные фракции таких ксенолитов также попадают в область MORB

Fig. 24. Neon stepwise heating or whole rock data for both BW 84-105 (Антарктида) and the xenoliths are reported in a neon three-isotope plot, (a) and in an enlarged representation in (b) (Staudacher, Allègre, 1991). Cosmogenic neon at large shielding depths is characterized by $^{20}\text{Ne}/^{22}\text{Ne} = 0.96$ and $^{21}\text{Ne}/^{22}\text{Ne} = 0.84$. All BW 84-105 data points (black triangles) fall on the mixing line between air-neon and cosmogenic neon. Most of the xenolith data points (black and white dots) fall above this mixing line and indicate an upper mantle neon component in these samples, in addition to cosmic ray derived neon. Black dots are for xenoliths which were used to estimate the initial $^4\text{He}/^3\text{He}$ ratio in the subcontinental lithospheric mantle at Vitim Highland. Open dots are for xenoliths which show significant whole rock $^{21}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}$ excesses. Three low-temperature fractions of the latter also fall into the MORB area

Отношение $^4\text{He}/^3\text{He}$ в образцах витимских ксенолитов меняется от 110400 до 31250. Низкие значения $^4\text{He}/^3\text{He}$, которые совпадают с высокими значениями $^{21}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}$, очевидно, обусловлены космогенным ^3He . В измельченных образцах обнаружено крайне мало ^3He . Это свидетельствует о том, что He находится внутри минеральной матрицы, а не во включениях флюидов, как это иногда наблюдается в ксенолитах. Высокое отношение $^4\text{He}/^3\text{He}$ измерено при температуре 950 °C в оливине из образцов Vi 313-240 и Vi 313-113. Здесь сложно определить, обусловлено ли высокое отношение $^4\text{He}/^3\text{He}$ (особенно Vi 313-113) неоднородной мантией под вулканическим полем Витим, или же Vi 313-113 захватил радиоогенный гелий из континентальной коры во время образования породы. Тот факт, что

Vi 313-113 содержит также радиоогенный компонент ксенона свидетельствует в пользу последней гипотезы.

На рис. 25 представлены значения ^3He в зависимости от ^{21}Ne для пяти ксенолитов, в которых определены оба космогенных нуклида. На этом рисунке точки данных хорошо согласуются со средним значением $(^3\text{He}/^{21}\text{Ne})_c$, равным 1.41 ± 0.22 , представленным серой областью. Образец МНР 79-4 Тарянского вулканического поля имеет более высокое значение $(^3\text{He}/^{21}\text{Ne})_c$, равное 2.94. Это может быть связано с исходным отношением $^4\text{He}/^3\text{He}$ континентальной литосферной мантии в этом месте, которое может отличаться от отношения в континентальной литосферной мантии Витимского плоскогорья, равного 90470.

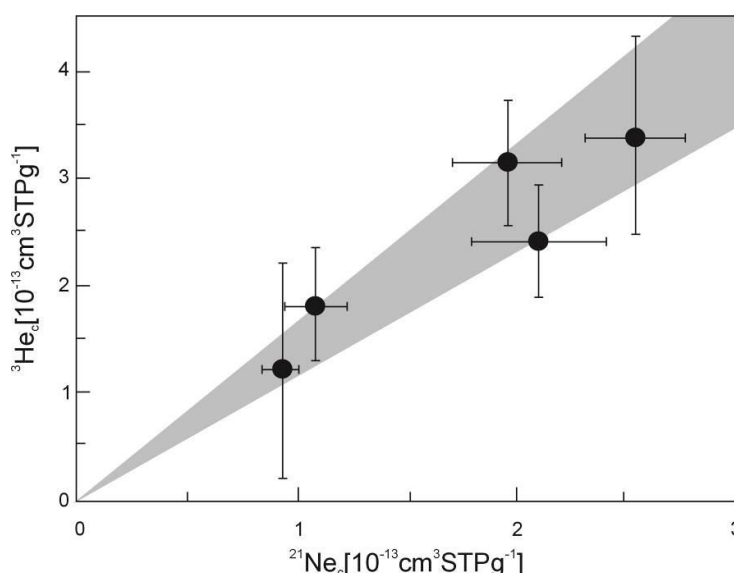


Рис. 25. Диаграмма космогенного $^3\text{He}_c$ и космогенного $^{21}\text{Ne}_c$ в ксенолитах, имеющих значительный избыток $^{21}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}$ (Staudacher, Allègre, 1991). Заштрихованная область представляет среднее отношение $(^3\text{He}/^{21}\text{Ne})_c$, равное 1.41 ± 0.22

Fig. 25. Cosmogenic $^3\text{He}_c$ versus cosmogenic $^{21}\text{Ne}_c$ in xenoliths showing significant $^{21}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}$ excesses (Staudacher, Allègre, 1991). The shaded area represents the mean $(^3\text{He}/^{21}\text{Ne})_c$ ratio of 1.41 ± 0.22

Данные по космогенному ^3He и нуклеогенному ^{21}Ne (Staudacher, Allègre, 1991)

использовались для обоснования гипотезы о подъеме плюма под Витимским

плоскогорьем (Grachev, 2012). Констатировалось, что большинство образцов витимских ксенолитов, исследованных методом дробления, имеют нормированное к атмосфере отношение $^3\text{He}/^4\text{He}$, неотличимое от отношения в источнике типа MORB. Единственным исключением является образец Vi313-240 (Staudacher, Allègre, 1991), отношение $^3\text{He}/^4\text{He}$ которого заметно выше MORB (метод плавления) (рис. 26), а отношение $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ имеет минимальное значение, приближающееся к значению компонента плюма

(Kaneoka, 1998). Ne, однако, имеет в значительной мере нуклеогенный изотопный состав ($^{20}\text{Ne}/^{22}\text{Ne} = 8.13$ и $^{21}\text{Ne}/^{22}\text{Ne} = 0.1880$) (Staudacher, Allègre, 1991). Очевидно, что изотопные составы благородных газов образца Vi313-240 не могут служить в качестве аргумента плюмовой гипотезы, так как в образцах наблюдается согласованное возрастание космогенного ^3He и космогенного (нуклеогенного) ^{21}Ne без проявления других тенденций.

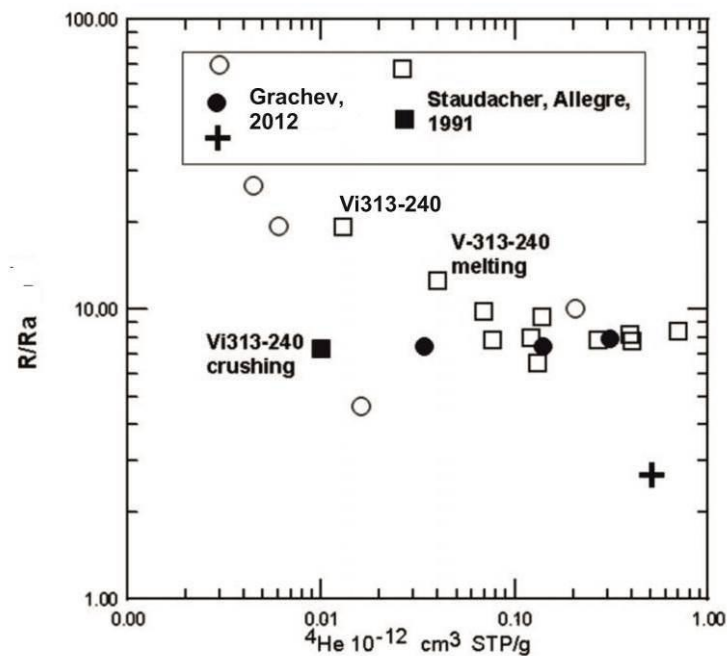


Рис. 26. Диаграмма $^3\text{He}/^4\text{He}$ (R/R_a) – ^4He ксенолитов из вулканических пород Витимского поля (Grachev, 2012). Показаны новые и ранее опубликованные данные (Staudacher, Allègre, 1991). Незаполненные кружки и квадраты обозначают газ, выделившийся при плавлении, заполненные – газ, выделившийся при дроблении. Различие трендов выделения газов отражает наличие в ксенолитах мантийного He, близкого по составу гелию MORB, и генерацию *in situ* космогенного ^3He . Крест – вмещающий базальт. Образец Vi313-240 имеет нуклеогенный неон ($^{20}\text{Ne}/^{22}\text{Ne} = 8.13$ и $^{21}\text{Ne}/^{22}\text{Ne} = 0.1880$), свидетельствующий о длительном экспонировании образца на земной поверхности (Staudacher, Allègre, 1991)

Fig. 26. $^3\text{He}/^4\text{He}$ (R/R_a) versus ^4He diagram for xenoliths from volcanic rocks of the Vitim field (Grachev, 2012). Shown are new and previously published data (Staudacher, Allègre, 1991). Open circles and squares represent gas released by melting, filled circles represent gas released by crushing. The different trends in gas extraction reflect the occurrence in the xenoliths of mantle He, similar in composition to He from MORBs, and the *in situ* generation of cosmogenic ^3He . Cross – host basalt. Sample Vi313-240 has nucleogenic neon ($^{20}\text{Ne}/^{22}\text{Ne} = 8.13$; $^{21}\text{Ne}/^{22}\text{Ne} = 0.1880$), indicating long-term exposure of the sample on the surface (Staudacher, Allègre, 1991)

В Центральной Монголии впервые представлено измеренное отношение $^4\text{He}/^3\text{He}$ ксенолита МНР 79-4 из вулканических пород Тарят-Чулутынского поля: 93200 ± 4100 (900°C);

57440 ± 3180 (1650°C); 74990 ± 3481 (общий состав) (соответственно, $^3\text{He}/^4\text{He} \times 10^{-6}$ 10.7; 17.4 и 13.3). Эти значения превышали MORB. Гелий извлекался нагревом образцов.

Результаты, полученные по этому образцу, соответствовали образованию нуклеогенного гелия в витимских ксенолитах (Staudacher, Allègre, 1991). Позже анализ изотопов гелия в оливине, пироксене и валовом составе пород разных вулканических полей Монголии был выполнен по методике дробления (Грачев и др., 2003), в которой космогенный гелий не определяется. Получен интервал ${}^3\text{He}/{}^4\text{He} \times 10^{-6}$ от 0.1 до 8.7. Отношение изотопов гелия не

превышает величину, типичную для MORB (рис. 27). Для оливина из шпинелевого лерцолита из вулканических пород Дариганги методом плавления получены значения ${}^3\text{He}/{}^4\text{He} \times 10^{-6}$ от <3 до 9.7, а для валового состава шпинелевого лерцолита из пород вулкана Шаварын-Царам – весьма высокое значение (26.6). Авторами отмечены систематически более высокие значения ${}^3\text{He}/{}^4\text{He}$ в оливине, чем в пироксене (разница в 3 раза).

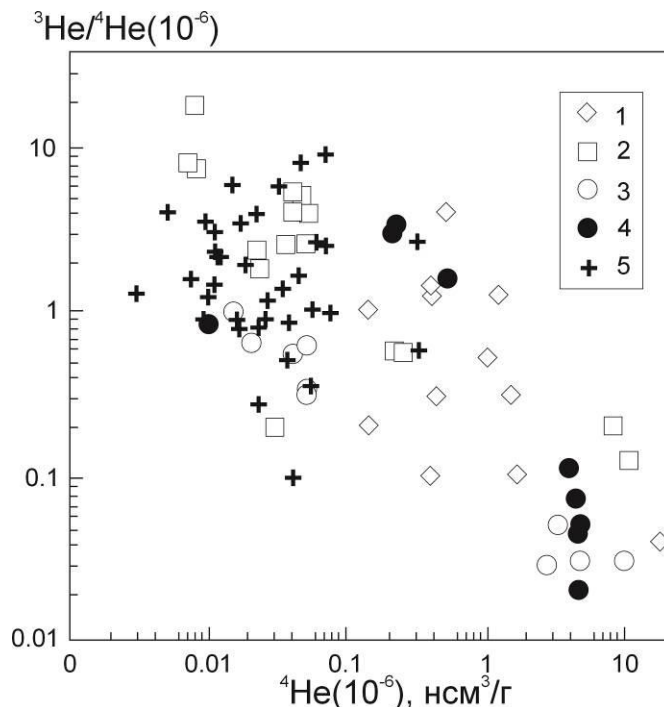


Рис. 27. Диаграмма ${}^3\text{He}/{}^4\text{He}$ – ${}^4\text{He}$ для кайнозойских базальтов Монголии в сравнении с базальтами других районов Азии. 1 – Байкальский рифт; 2 – Северо-Восточная Азия; 3 – Северо-Восточный Китай; 4 – Северный Тянь-Шань; 5 – Монголия

Fig. 27. Diagram ${}^3\text{He}/{}^4\text{He}$ – ${}^4\text{He}$ for Cenozoic basalts of Mongolia in comparison with basalts of other regions of Asia. 1 – Baikal Rift; 2 – Northeast Asia; 3 – Northeast China; 4 – Northern Tien Shan; 5 – Mongolia

Эти данные всей территории Монголии были дополнены результатами новых более частных измерений, представленных в двух работах (Barry et al., 2007; Gibson et al., 2024). В первой работе опробованы породы Тарят-Чулутынского вулканического поля с включением в анализ одного образца из вулканитов Нижне-Орхонского поля и нескольких образцов из вулканитов Джидинского поля (рис. 28). Во второй работе приведены данные по четырем образцам Тарят-Чулутынского поля без указания точного местоположения.

В первой работе для фенокристов оливина из вулканических пород Тарят-Чулутынского поля получен интервал ${}^3\text{He}/{}^4\text{He}$ 6.75–10.80 Ra и значение 8.79 ± 0.9 Ra оливина из ксенолита. Во второй работе по валовым составам четырех ксенолитов приведены значения в интервале 7.6–8.3 Ra. Отношение ${}^3\text{He}/{}^4\text{He}$ фенокристов оливина из орхонских лав (8.80 ± 2.2 Ra) находятся в этом же диапазоне. Отношение ${}^3\text{He}/{}^4\text{He}$ хромдиопсида ксенолита из тарят-чулутынских лав (8.26 ± 2.0 Ra) также не отличается от значений интервала фенокристов оливина. Два значения ${}^3\text{He}/{}^4\text{He}$ 10.20–10.80 Ra выходят за верхний предел

MORB, но сопоставляются с ним в пределах погрешности измерений (рис. 29). Авторы сделали вывод об отсутствии существенного вклада компонента с высоким отношением $^3\text{He}/^4\text{He}$, который мог бы свидетельствовать о вовлечении плюмового (нижнемантийного)

источника под Центральной Монголией. Фактически, данными этих публикаций подтверждены выводы, следующие из более ранней работы, охватывающей всю Монголию (Грачев и др., 2003).

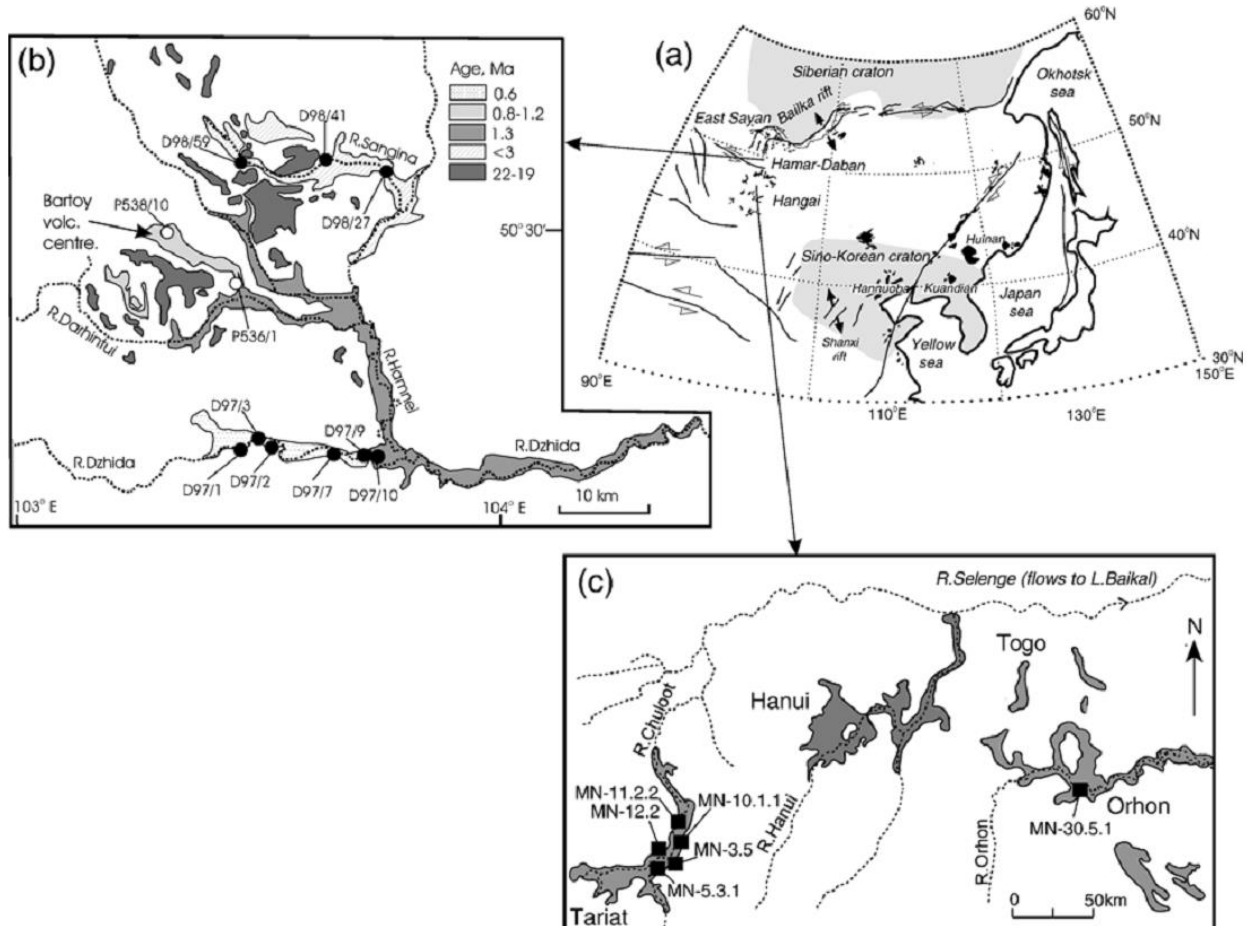


Рис. 28. *a* – Географическое расположение вулканической активности кайнозоя (значки залиты черным) в Восточной и Центральной Азии относительно архейских кратонов (светло-серый) и основных разломов. *b* – Карта-схема мест отбора проб на Джидинском вулканическом поле базальты – значки серого цвета. *c* – Карта-схема мест отбора проб в Центральной Монголии (базальты – значки серого цвета)

Fig. 28. *a* – Geographic location of Cenozoic volcanism (shaded black) within east and central Asia relative to Archaean cratons (light grey) and major faults. *b* – Map of sample localities within the Hamar-Daban volcanic province. *c* – Map of Cenozoic volcanism around Hangai region of Mongolia (grey shaded)

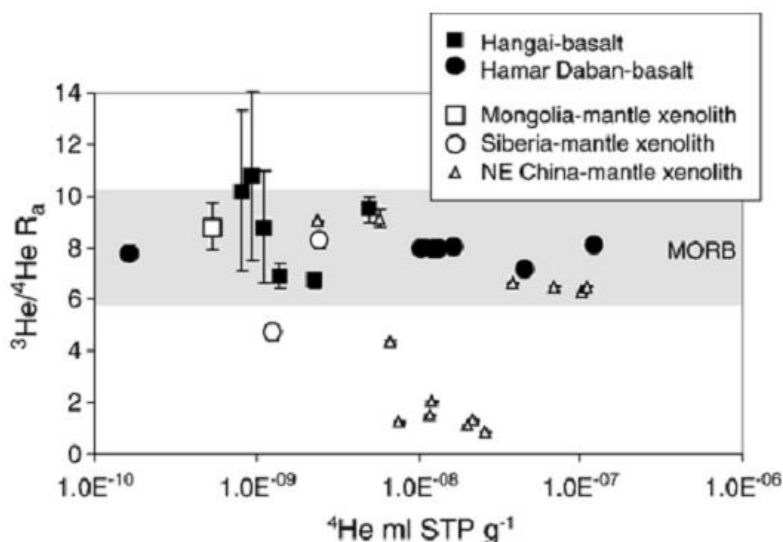


Рис. 29. Диаграмма $^3\text{He}/^4\text{He}$ – ^4He для оливина фенокристаллов лав и ксенолитов из них Центральной Монголии и бассейна р. Дзиды. Данные для клинопироксенов не показаны. Также показаны опубликованные данные для мантийных ксенолитов базальтов Китая (Xu et al., 1998). Показаны аналитические погрешности, хотя они меньше размера символов для китайских данных. Серая полоса – среднее значение MORB 8.75 ± 2.14 Ra (Graham, 2002)

Fig. 29. Siberian and Mongolian $^3\text{He}/^4\text{He}$ – ^4He for olivine separates – phenocrysts of lavas and xenoliths from them in Central Mongolia and the Dzhida River basin. Data for clinopyroxenes not shown. Also plotted are published data for Chinese basalt-hosted mantle xenoliths (Xu et al., 1998). Analytical error bars shown, though these are smaller than the symbol size for the Chinese data. Grey-shaded area means MORB value of 8.75 ± 2.14 Ra (Graham, 2002)

Вывод об отсутствии материала плюма касается также Дзидинского вулканического поля, для оливиновых фенокристов из пород которого определен более узкий диапазон изотопного отношения $^3\text{He}/^4\text{He}$ – 7.18–8.12 Ra. Параллельные измерения в клинопироксеновых фенокристах (титанавгитах) вулканических пород, также как в монгольских оливинах и пироксенах (Грачев и др., 2003), выявили систематическое снижение $^3\text{He}/^4\text{He}$ до интервала 0.87–4.47 Ra.

В различиях поведения гелия в фенокристах оливина и клинопироксена проявляется кинетический фактор потерь гелия при дегазации в процессе вулканического извержения. Фенокристы оливина хорошо удерживают гелий, концентрация которого находится в интервале от 1.20×10^{-7} до 4.58×10^{-8} ml STP g $^{-1}$, тогда как фенокристы клинопироксена теряют гелий с уменьшением его концентрации в основном до интервала 1.60 – 6.51×10^{-10} ml STP g $^{-1}$ (в одном клинопироксене концентрация He несколько выше – 3.16×10^{-9} ml STP g $^{-1}$). С потерями гелия из клинопироксена отношение $^3\text{He}/^4\text{He}$ в нем

снижается до интервала 0.87–4.47 Ra. Изотопы фракционируют в поле температур. Клинопироксен образует центр пониженной температуры, поэтому легкий изотоп ^3He покидает его кристаллическую структуру, тогда как более тяжелый ^4He задерживается в ней. Такой характер фракционирования изотопов He характеризует процесс, протекающий в магматическом расплаве, содержащем взвешенные в нем фенокристы клинопироксена. Фракционирование в общем ведет к снижению $^3\text{He}/^4\text{He}$ в основной массе кристаллизующихся пород бассейна Дзиды.

По изотопам He вулканических пород Центральной и Северной Монголии была опубликована еще одна работа (Жукова и др., 2007). В основной массе пород определены концентрации ^4He в интервале 0.3 – 4.24×10^{-8} см 3 /г и отношение $^3\text{He}/^4\text{He}$ в интервале 0.5 – 3.5×10^{-6} . Интервал изотопного отношения в целом ниже значений MORB. Породы информативны в отношении изотопного состава флюидов поднимающихся магматических расплавов, если они представлены в закалочной стекловатой фации. В цитированной

работе такие породы не изучались, поэтому ценность выполненных аналитических работ сомнительна.

В Восточной Азии были определены изотопные отношения благородных газов в глубинных ксенолитах и вмещающих их кайнозойских щелочных базальтах вулканических полей Чанбайшан (корейское название Baegdusan), Баэгрёндо (Baegryongdo), Чогокри (Jogokri), на Корейском полуострове и Лонг-Цюан (Long Quan) на северо-востоке Китая. Кайнозойский щелочной вулканизм Корейского полуострова датируется возрастным интервалом от 21 до 0.1 млн лет с постепенным омоложением к югу от полуострова. Образцы ксенолитов характеризуются значительными вариациями отношения $^3\text{He}/^4\text{He}$ в диапазоне от <0.2 до 16.8 Ra. Большинство образцов имеет значения 3.5–7.9 Ra – в диапазоне ниже, чем значение MORB (~ 8 Ra)

(рис. 30). Среди них высокие отношения $^3\text{He}/^4\text{He}$, полученные плавлением образцов, считаются отражением космогенного вклада (рис. 31). Отношения $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ значительно ниже значений MORB. Обогащенный изотопный состав Nd и Sr в ксенолитах и вмещающих базальтах районов Чанбайшан и Баэгрёндо свидетельствует об ассимиляции литосферного материала и/или континентальной коры. Наблюдаются широко варьирующие концентрации микроэлементов в ксенолитах и высокая насыщенность несовместимыми элементами во вмещающих базальтах. Микроэлементные и изотопные данные указывают на наличие метасоматизированной обогащенной литосферной мантии, образовавшейся в древней зоне субдукции в пределах континентальной окраины юго-восточной Евразии (Kim et al., 2005).

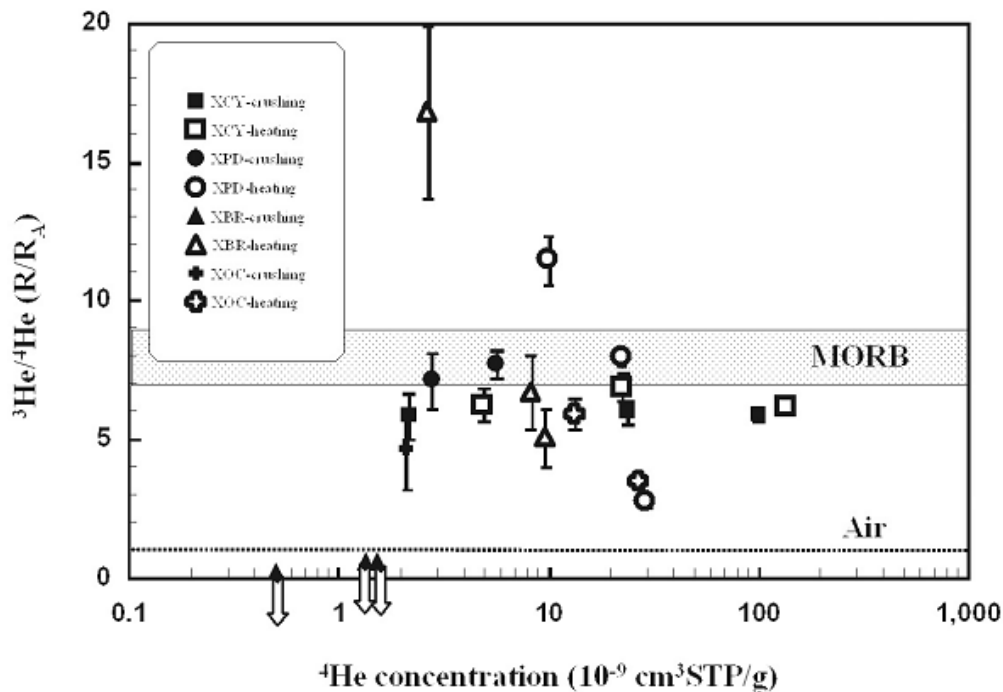


Рис. 30. Диаграмма $^3\text{He}/^4\text{He}$ – ^4He для оливина из мантийных ксенолитов (Kim et al., 2005). При нагревании некоторых образцов оливина Чанбайшана и Баэгрёндо наблюдается космогенный вклад ^3He . XCY (Лунцюань, Китай), XPD (Чанбайшан), XBR (Баэгрёндо) и XOC (Джогокри)

Fig. 30. $^3\text{He}/^4\text{He}$ ratios plotted against ^4He concentrations for olivine separates from mantle xenoliths (Kim et al., 2005). He by heating for some olivines from Changbaishan (Baegdusan) and Baegryongdo exhibit cosmogenic contribution of ^3He . XCY (Long Quan, China), XPD (Changbaishan), XBR (Baegryongdo) and XOC (Jogokri)

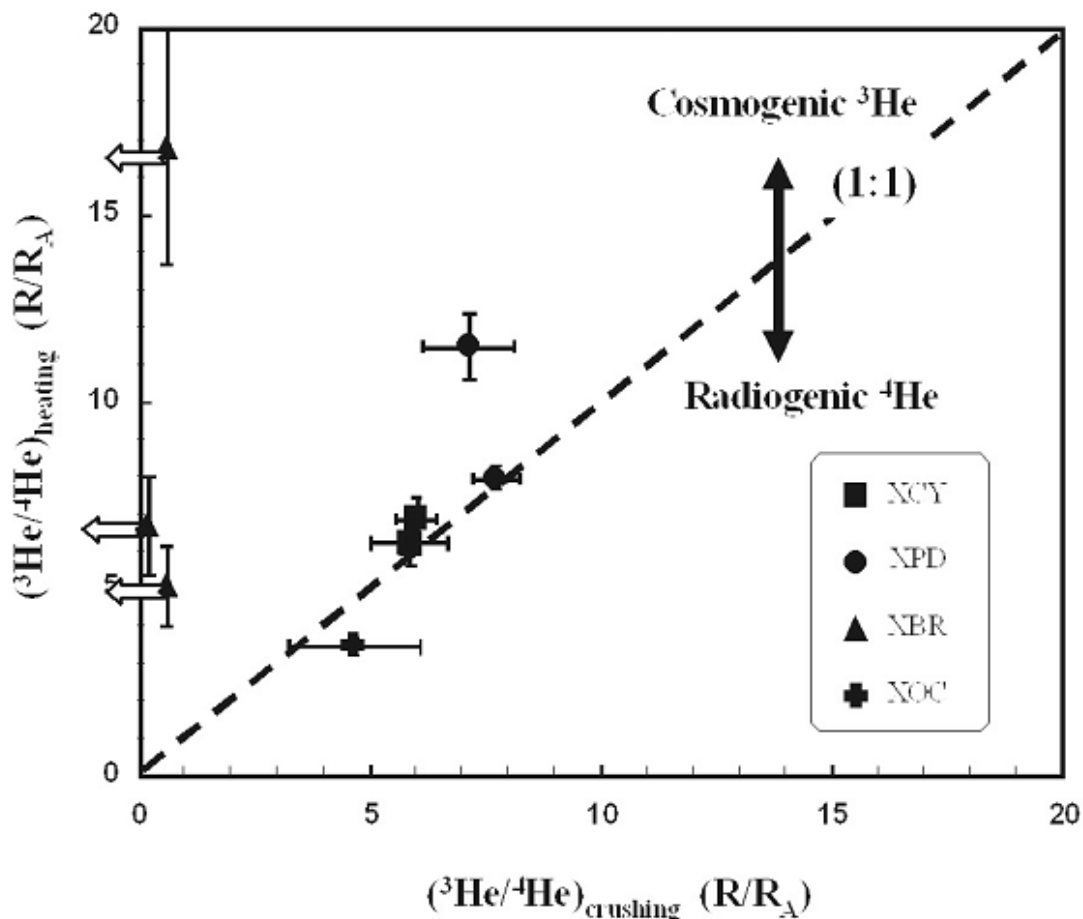


Рис. 31. Сравнение соотношений $^3\text{He}/^4\text{He}$, полученных методами дробления и нагревания для одного и того же образца ксенолита лерцолита с Корейского полуострова (Kim et al., 2005). Штриховая линия показывает линию корреляции 1:1. Четыре образца нанесены на линию корреляции 1:1, что указывает на отсутствие пост-эруптивного добавления радиогенного ^4He или космогенного ^3He . Однако некоторые оливины Чанбайшана (XPD) и Баэгрёндю (XBR) содержат космогенный ^3He

Fig. 31. Comparison of $^3\text{He}/^4\text{He}$ ratios obtained by crushing and heating methods for the same sample of the lherzolite xenolith from the Korean peninsula (Kim et al., 2005). The dashed line gives the 1:1 correlation line. Four samples are plotted on the 1:1 correlation line, indicating neither post eruptive addition of radiogenic ^4He nor cosmogenic ^3He . However, some olivines from the Changbaishan (XPD) and Baegryongdo (XBR) contain the cosmogenic ^3He

В глубинных ксенолитах из вулканических пород трех полей СВ Китая определено отношение $^3\text{He}/^4\text{He}$ в интервале 5–7 Ra (рис. 32). Ранее опубликованные повышенные значения $^3\text{He}/^4\text{He}$ обусловлены присутствием космогенного ^3He (Chen et al., 2007). Таким образом, плюмовый мантийный компонент с высоким $^3\text{He}/^4\text{He}$ отсутствует в вулканических породах не только Корейского п-ова, но и всего СВ Китая. Измеренные отношения

$^3\text{He}/^4\text{He}$ ксенолитов из пород вулканического поля Чанбайшан в этой работе имеют узкий диапазон (от 5.8 Ra до 8.4 Ra) со средним значением 7.4 Ra. Изотопные отношения $^3\text{He}/^4\text{He}$ ксенолитов из пород вулканического поля Лунган варьируют от 4.7 Ra до 8.1 Ra со средним значением 5.9 Ra; немного ниже, чем в ксенолитах из пород поля Чанбайшан (Xu et al., 2019).

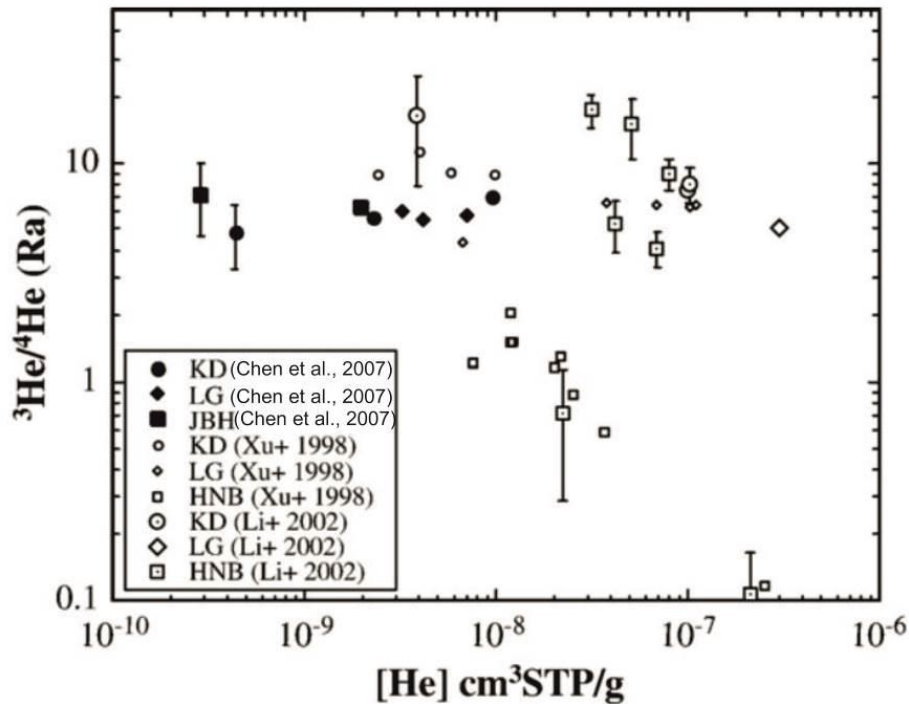


Рис. 32. Изотопные данные по гелию из вулканических пород СВ Китая. Сплошные символы – данные из работы (Chen et al., 2007) с анализом $^3\text{He}/^4\text{He}$ методом дробления. Открытые символы – данные других авторов, полученные анализом $^3\text{He}/^4\text{He}$ методом плавления проб. Две точки данных из работы Li et al. (2002) с отношением $^3\text{He}/^4\text{He}$ примерно в 700 раз больше Ra не показаны, чтобы не сжимать ось ординат. Погрешности указаны при 2σ , если погрешность превышает размер символа. Одна точка данных с огромной погрешностью исключена. KD – Куандянь, LG – Лунган, JBH – Цзинбоху, HNB – Хануоба

Fig. 32. Helium isotopic data. Solid symbols are data from (Chen et al., 2007) with $^3\text{He}/^4\text{He}$ analyzed by crushing. Open symbols are literature data with $^3\text{He}/^4\text{He}$ analyzed by melting. Two data points from Li et al. (2002) with $^3\text{He}/^4\text{He}$ ratio of about 700 times Ra are not shown so that the vertical axis is not too compressed. Error bars are shown at 2σ when the error is larger than the size of the symbol. One data point with huge error is excluded. KD – Kuandian, LG – Longgang, JBH – Jingbohu, HNB – Hannuoba

В Тянь-Шане низкие значения $^3\text{He}/^4\text{He}$ определены в породах некков Учкудук и Кастек и содержащихся в них мантийных ксенолитах. Предполагалось, что некк Учкудук сильно эродирован и его материал подвергался длительной обработке космическими лучами. Повышенные значения $^3\text{He}/^4\text{He}$ (относительно вмещающих пород) в ксенолитах из этого некка интерпретировались как результат космогенного накопления ^3He . Напротив, некк Кастек признан слабо эродированным. В нем были заложены каналы, из которых были отобраны образцы ксенолиты. Повышенное значение $^3\text{He}/^4\text{He}$ в одном оливине из ксенолита этого некка ($2.8 \cdot 10^{-6}$)

послужило аргументом для предположения о плюмовом происхождении глубинных магм этого некка (Grachev et al., 2014).

4. Обсуждение

Привязка плюмовых изотопных характеристик благородных газов к глобальным неоднородностям SOPITA и AFITA

Нужно признать, что изотопные отношения благородных газов в OIB SOPITA и AFITA дают уверенную идентификацию плюмовых компонентов, в отличие от изотопных отношений Nd, Hf, Sr, Pb, Os и других элементов, хотя в целом данные по разным

изотопным системам могут быть согласованы между собой. Таким образом, для разработки непротиворечивых моделей мантийных источников SOPITA и AFITA, прежде всего, важны изотопные характеристики мантийных источников, которые дают обозначаются изотопными составами благородных газов. Изотопы других химических элементов могут иметь разную интерпретацию в зависимости от гипотезы, принятой по изотопам благородных газов.

Все изотопные построения плюмов привязаны к источникам OIB SOPITA и AFITA, в которых благородные газы плюмов повсеместно имеют характеристики источников примитивных летучих веществ, в значительной степени изолированных в Земле в течение 4.5 млрд лет. Представления о плюмовой активности у основания нижней мантии в обширных доменах SOPITA и AFITA согласуются с моделями сейсмической томографии. В последние годы ведется дискуссия о характере процессов, протекающих в этих доменах и в сопредельных частях ядра. Предполагается, что гелий-3 может концентрироваться или в ядре, или в основании мантии. Моделируется химическое поведение гелия в магматическом океане во время формирования ядра (Yuan, Steinle-Neumann, 2021; Olson, Sharp, 2022; Li et al., 2022; Wang et al., 2022; Deng, Du, 2023; Ferrick, Korenaga, 2023; Ozgurel, Caracas, 2023).

Что известно об изотопных компонентах благородных газов ASITA?

В Центральной и Восточной Азии к настоящему времени уже выполнен большой объем аналитических исследований изотопов Не для оливиновых фенокристов кайнозойских вулканических пород и глубинных включений них по случайным образцам, отобранным на произвольно выбранных территориях. Опубликованная статья (Barry et al., 2007) с названием «Helium isotopes provide no evidence for deep mantle involvement in widespread Cenozoic volcanism across Central Asia» предполагает однозначное решение

малоглубинного происхождения магматизма этой территории.

Различие данных по ксенолитам из лав вулкана Тумбусун-Дулга Хамар-Дабана в работах (Друбецкой, Грачев, 1987) и (Грачев, 1998) указывает на то, что, скорее всего, анализировался материал из разных образцов ксенолитов. Нужно заметить, что в вулканических породах разных районов Азии, производных источников малых глубин (коромантийного перехода), распространены процессы гидрогенного перераспределения урана. Обеднение выражается в возрастании отношения Th/U до 20 (Rasskazov et al., 2021). Во флюидах выплавок из длительно существующего обедненного ураном малоглубинного источника можно ожидать снижение роли ураногенного гелия-4 и, как следствие, возрастание отношения $^3\text{He}/^4\text{He}$. Изотопные характеристики таких источников могут быть ошибочно приняты за источники плюмового типа OIB SOPITA и AFITA ранней Земли. В связи с этим ксенолиты шпинелевых перидотитов нельзя считать надежным маркером флюидов глубокой мантии, поскольку они могут находиться в области гидрогенного преобразование малоглубинного материала и не иметь отношения к подъему флюидов глубокой мантии. Гидрогенное перераспределение урана могло иметь место в позднем кайнозое, а могло произойти в геологическом прошлом. Для выявления специфики изотопного состава благородных газов показателен изотопный состав благородных газов фенокристов оливина и закалочных вулканических стекол.

Кроме того, существует гипотеза о существенном перемещении Сибири в фанерозое из Западного полушария в Восточное, основанная на палеомагнитных данных (Kravchinsky et al., 2002). Если Сибирь перемещалась относительно нижнемантийной неоднородности AFITA, ее малоглубинная мантийная часть могла получить в палеозое порции плюмового материала, поднимавшегося с границы ядро–мантия и запечатленного в

ксеролитах, поднятых кайнозойскими магматическими расплавами.

В контексте вывода (Barry et al., 2007) о том, что по изотопным составам Не оливиновых фенокристов и глубинных включений плюмовый компонент не идентифицируется в Центральной Азии, обратимся к опубликованным данным по изотопам гелия оливиновых фенокристов и ксеролитов из вулканических пород Тарят-Чулутынского поля Центральной Монголии, а также Джидинского и Витимского полей Западного Забайкалья.

Низкие гелиевые изотопные отношения неоднократно воспроизводились разными авторами в оливиновых фенокристах и ксеролитах из вулканических пород Тарят-Чулутынского вулканического поля. Здесь отсутствуют предпосылки для проявления магматических расплавов из источников ранней Земли, эквивалентных Не-изотопным компонентам OIB SOPITA и AFITA. Так, для фонотефритов вулканов, извергавшихся на Тарят-Чулутынском вулканическом поле в районе голоценового вулкана Хорго около 50 тыс. лет назад, получена Pb-изотопная оценка возраста протолита источника 1.45 млрд лет. С этими составами сопоставляется фонотефрит вулкана Шаварын-Царам, извергавшийся около 0.4 млн лет назад (Чувашова и др., 2022). Значения $^3\text{He}/^4\text{He}$ всех определений гелиевых изотопных отношений пород и минералов на Тарят-Чулутынском вулканическом поле близки к значению MORB (около 8 Ra) либо ниже этого значения. Единственное значение $^3\text{He}/^4\text{He} = 26.6 \cdot 10^{-6}$ ксеролита из пород вулкана Шаварын-Царам (Грачев и др., 2003) получено методом плавления образца. Чтобы исключить влияние фактора

космогенного образования ^3He , нужны новые определения $^3\text{He}/^4\text{He}$ методом дробления образца.

Вулканизм Тарят-Чулутынского поля контролировался Чулутынской субмеридиональной правосторонней зоной горячей трансенсии, активизированной в последние 10 млн лет при движении блока Центрального Хангая на западе относительно Орхон-Селенгинского блока на востоке. На северном окончании оз. Хубсугул трансенсия сменяется транспрессией и надвигом северных отрогов хр. Мунку-Сардык на юг Окинского плоскогорья. В районе перехода произошло сильнейшее Хубсугульское землетрясения 12 января 2021 г. В Чулутынской зоне генерировались магмы OIB-подобных источников на фоне распространения литосферных магм, отличающихся от OIB по всему юго-востоку Байкальской рифтовой системы, где литосфера испытывала позднекайнозойское субмеридиональное сжатие с ее утолщением и частичной деляминацией во фронте Индо-Азиатской конвергенции (Рассказов и др., 2012; Rasskazov, Chuvashova, 2017; Rasskazov et al., 2021).

В детальных моделях сейсмической томографии (Yanovskaya, Kozhevnikov, 2003; Мордвинова и др., 2007) отчетливо выражен слоистый характер коры и малоглубинной мантии до глубины 200 км. Выявлено снижение скорости S-волн на глубине 70–80 км. Недавно эти построения получили подтверждение новой детальной моделью S-волн (Винник и др., 2024). В этой работе наиболее ярко выражено малоглубинное плавление мантии под Тункинской долиной Байкальской рифтовой системы (рис. 33, 34).

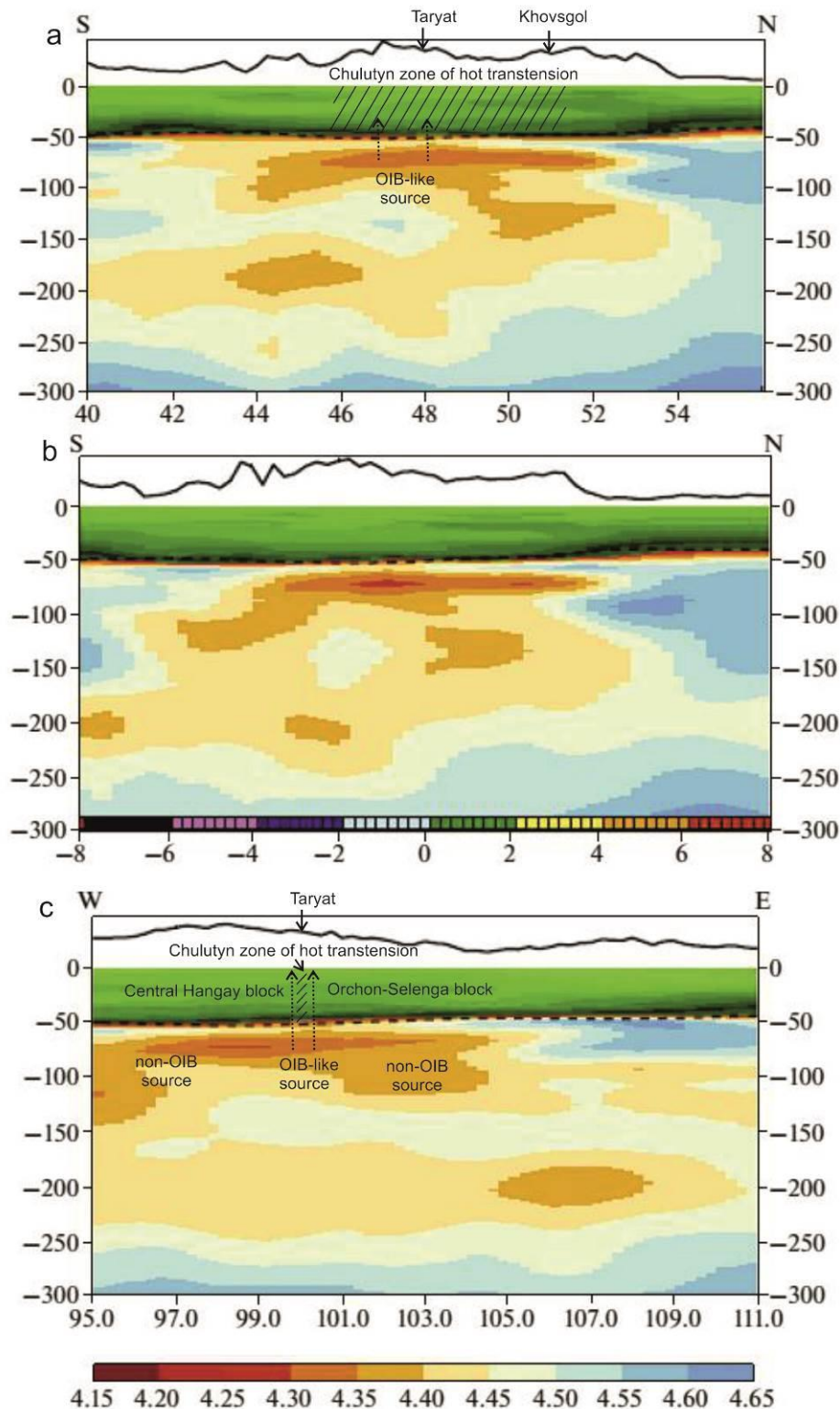


Рис. 33. Двумерные профили скорости поперечных волн. *a* – субмеридиональный профиль вдоль 100° в.д. (вдоль Тарят-Чулутынской зоны транстенсии, протягивающейся от 46 до 52 градусов с.ш.), *b* – диагональный профиль на северо-восток, *c* – профиль запад-восток вдоль 48° с.ш. Цветовая шкала показывает абсолютные значения скоростей поперечных волн. Из работы (Винник и др., 2024) с дополнениями

Fig. 33. 2D S-wave velocity profiles. *a* – north-south profile along 100° E (along the Taryat-Chulutyn transtensional zone, stretching from 46 to 52 degrees north latitude), *b* – diagonal profile to NE, *c* –

west-east profile along 48° N. Color scale shows absolute values of S-wave velocities. Modified after (Vinnik et al., 2024)

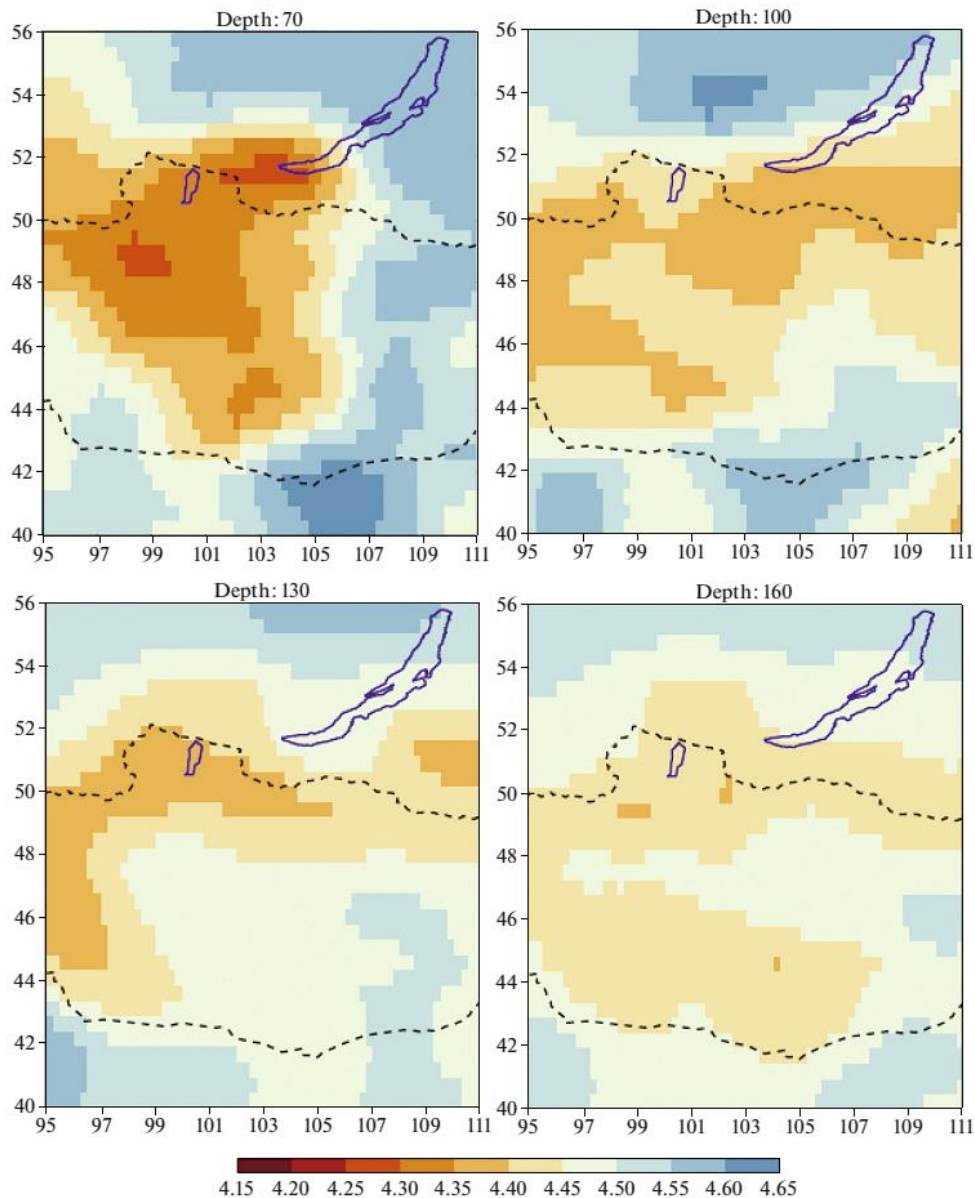


Рис. 34. Горизонтальные срезы скоростных моделей поперечных волн (70, 100, 130, 160 км). Цветовая шкала показывает абсолютные значения скоростей поперечных волн (Винник и др., 2024)

Fig. 34. Horizontal sections of S-wave velocity models (70, 100, 130, 160 km). Color scale shows absolute values of S-wave velocities

На Джидинском вулканическом поле реконструируются меняющиеся во времени источники магматических расплавов в смешении с общим компонентом, происхождение которого не ясно. Если принять общий компонент в качестве постоянно присутствующей примеси материала глубокой мантии, соответствующего геохроно 4.47 млрд лет (Чувашова и др., 2022), можно предположить, что этот компонент будет иметь флюидное

выражение в изотопном составе гелия. По данным (Barry et al., 2007) отношение $^3\text{He}/^4\text{He}$ в оливинах фенокритов и глубинных ксенолитов не превышает значение MORB.

На Витимском вулканическом поле также нет предпосылок для интерпретации излившихся магм из источников ранней Земли, эквивалентных He-изотопным компонентам OIB SOPITA и AFITA. Pb-изотопный возраст протолитов излившихся лав составляет около

одного млрд лет. Источники четвертичных лав резко обособлены от более ранних источников по выплавкам из протолита возрастом около 660 млн лет. Между тем, на этом вулканическом поле ксенолиты гранатовых перидотитов из пикробазальтового карьера имеют состав, близкий к недифференцированной мантии, что не исключает возможности обнаружения в них изотопных меток благородных газов глубокой мантии. Для этих ксенолитов приведена гадейская оценка модельного возраста по изотопам Pb (Глебовичский и др., 2007). Фигуративные точки этих пород попадают на геохрону 4.51 млрд лет, которой характеризуются источники излившихся лав Удоканского вулканического поля (Rasskazov et al., 2020). Результаты измерений (Staudacher, Allègre, 1991), однако, не обнаруживают высоких значений $^3\text{He}/^4\text{He}$ в образцах гранатовых перидотитов. Следовательно, источник магматических расплавов, из которых гранатовые перидотиты кристаллизовались в среднем–позднем кайнозое (Рассказов, Чувашова, 2018), не вписывается в He-изотопную систематику источников OIB SOPITA и AFITA. Следует добавить также, что Северо-Байкальская низкоскоростная аномалия, маркирующая корневую часть Витимской расплавленной аномалии ограничена проявлением на глубинах верхней мантии и не продолжается в переходный слой, а следовательно, подъем флюидов из нижней мантии в Витимскую расплавленную аномалию скоростной структурой мантии не подтверждается (Rasskazov, Chuvashova, 2017).

Перспективы изотопной систематики мантийных компонентов ASITA, эквивалентной систематике мантийных компонентов OIB SOPITA и AFITA

Чтобы сделать следующий шаг в понимании глубинной эволюции Земли, необходимо получить эквивалентную информацию об изотопном составе благородных газов глубинных источников вулканических пород, производных области нижней мантии с характеристиками, резко отличающимися от

областей с ярко выраженной плюмовой активностью. Кандидат для постановки таких исследований – ASITA, которая по снижению скоростей сейсмических волн нижней мантии (Castillo, 1988), в сущности, представляет собой антипод SOPITA и AFITA.

Для предметного сопоставления данных по глобальным аномалиям мы исходим из привязки высоких отношений $^3\text{He}/^4\text{He}$ в OIB SOPITA и AFITA к временному интервалу образования ядра ранней Земли. В отличие от этих глобальных доменов, маркированных HIMU OIB, ASITA обнаруживает менее радиогенные Pb-изотопные составы компонентов LOMU и ELMU. В северной части Сибирского палеоконтинента часть траппов и кимберлиты относятся к HIMU OIB. Проявление характеристик плюма в повышении отношения $^3\text{He}/^4\text{He}$ и в смещении составов от MORB на трехизотопной диаграмме неона подтверждает наличие здесь компонента, подобного OIB SOPITA и AFITA ранней Земли. Таким образом, подтверждается наличие здесь северного ограничения аномалии ASITA, маркированного по изотопам Pb сибирских траппов (Rasskazov et al., 2020).

Источники LOMU и ELMU мантийного магматизма Центральной и Восточной Азии отчетливо систематизируются по Pb-изотопному возрасту протолитов. Систематика компонентов благородных газов источников вулканических пород ASITA, эквивалентная систематике, включающей плюмовые компоненты OIB SOPITA и AFITA ранней Земли, предполагает создание, прежде всего, основы изотопных данных по протолитам с геохронами возрастного диапазона 4.54–4.44 млрд лет. Остов магматического океана такого возрастного диапазона, образующий неоднородность ASITA, может экранировать флюидный поток из ядра с высоким $^3\text{He}/^4\text{He}$. Если это так, то изотопные составы благородных газов из экранирующего нижнемантийного остова будут соответствовать флюидам магматического океана первородной Земли, не вступавшего в обмен с ядром (рис. 35).

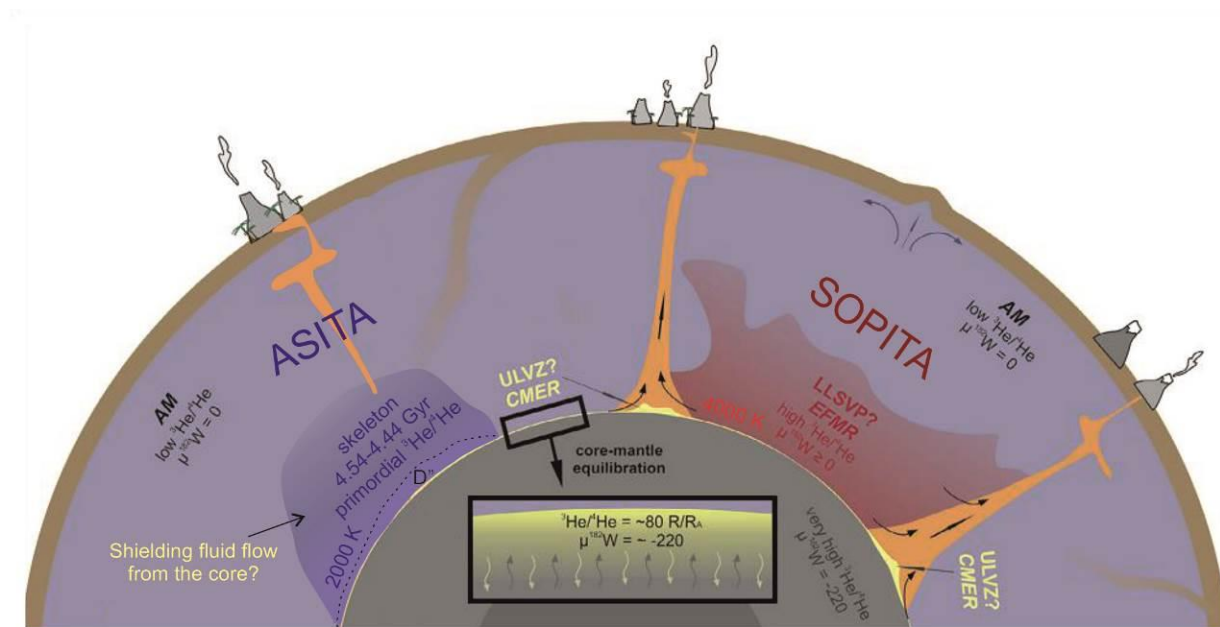


Рис. 35. Схематическое поперечное сечение Земли, показывающее мантийные плюмы, образующиеся на границе ядро-мантия и включающие материал из различных областей-источников в различных пропорциях. $^{182}\text{W}/^{184}\text{W}$ различается в ядре и мантии примерно на 220 ppm. Тонкий расплавленный слой на границе ядро-мантия, который, возможно, достиг химического и изотопного равновесия с ядром Земли (CMER), накапливается в областях, где образуются мантийные плюмы, потенциально представляющие собой ULVZs. Его $^3\text{He}/^4\text{He}$ зависит от того, внесло ли ядро значительное количество гелия во время достижения равновесия. Небольшие или недегазированные мантийные резервуары изображены здесь как LLSVPs, предположительно представляющие EFMR (первичный мантийный резервуар). Фиолетовая область представляет собой окружающую мантию (AM), материал которой участвовал в процессах перемешивания мантии и мантийной конвекции на протяжении всей истории Земли. Мантийные резервуары показаны вне масштаба. Содержание глобальной неоднородности SOPITA из работы (Mundl-Petermeier et al., 2019) с дополнением содержания ASITA

Fig. 35. Cartoon cross section through Earth's interior showing mantle plumes originating at the CMB incorporating material from different source regions in variable proportions. $^{182}\text{W}/^{184}\text{W}$ differs in the core and mantle by about 220 ppm. A thin molten layer at the CMB that may have equilibrated chemically and isotopically with the Earth's core (CMER) is piling up in areas where mantle plumes form, potentially representing ULVZs. Its $^3\text{He}/^4\text{He}$ depends on whether the core contributed significant amounts of He during equilibration. Little or un-degassed mantle reservoirs are depicted here as LLSVPs, presumably representing EFMR (Early Formed Mantle Reservoir). The purple area represents ambient mantle material (AM) that has participated in mantle mixing and mantle convection processes throughout Earth's history. Displayed mantle reservoirs not to scale. Content of the SOPITA global inhomogeneity is from (Mundl-Petermeier et al., 2019) with addition of the ASITA one

Основу для тестирования этой гипотезы могут составить вулканические породы, которые непосредственно использовались для получения геохронологических датировок источников протомантии на вулканических полях Даринганга, Абага-Дайлинор, Удокан, Кунь-Лунь, Чеджу и Южной Гоби (Rasskazov et al., 2020, 2024).

5. Заключение

К настоящему времени систематическими исследованиями благородных газов охвачены OIB SOPITA и AFITA, характеризующиеся низкими скоростями сейсмических волн в основании мантии и низкими значениями $\epsilon^{182}\text{W}$, которые свидетельствуют об образовании материала источников при выделении ядра Земли в первые 30–60 млн лет после события CIA Солнечной системы. С

первичной дифференциацией материала на границе ядро–мантия связано образование компонента с высоким $^3\text{He}/^4\text{He}$, высоким $^{20}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}$ и низким $^{21}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}$, а также низким отношением $^{129}\text{Xe}/^{130}\text{Xe}$. Соотношения изотопов Ne сохраняются в источниках ОИВ горячих пятен при снижении $^3\text{He}/^4\text{He}$ до значения MORB.

Для развития теории эволюции Земли нужно тестировать гипотезу глобальных неоднородностей SOPITA, AFITA, с одной стороны, и их различия с глобальной неоднородностью ASITA, с другой стороны, по изотопным составам благородных газов глубинных источников вулканических пород. В ASITA наиболее древние протолиты источников вулканических пород с ОИВ-подобными характеристиками соответствуют геохронам ураногенного Pb в диапазоне гадея 4.54–4.44 млрд лет, сопоставимом с временным диапазоном первичной дифференциации SOPITA и AFITA. Ключевые изотопные характеристики благородных газов протолитов ранней Земли в ASITA могут быть получены по оливиновым фенокристам пород и вулканическим стеклам на вулканических полях Дариганга, Абага-Дайлино, Удокан, Кунь-Лунь, Чеджу и Южной Гоби, для которых определены ОИВ-подобные характеристики и Pb-изотопные датировки гадейских мантийных источников.

Дополнительный комментарий

В статье определен подход к идентификации глубинных флюидных компонентов глобальной неоднородности ASITA с использованием изотопных составов благородных газов. Обзор подготовлен в рамках чтения магистерских курсов на геологическом факультете ИГУ «Современные проблемы геологии» и «Современные методы аналитических исследований в геологии». При аргументации плюмовых компонентов с использованием изотопов W можно было бы ограничиться работами (Jackson et al., 2010; Willbold et al., 2011), в которых впервые констатировалась сохранность глобальных неоднородностей, не нарушенных конвекцией на границе ядро–мантия под южной частью Тихого океана и под Африкой в последние 4.5 млрд лет. Мы привели несколько

однотипных графиков отклонения $\mu^{182}\text{W}$ от значений MORB в архейских породах, обнаженных на земной поверхности, и различных ОИВ из последующих опубликованных статей, чтобы продемонстрировать превращение этой гипотезы в категорию «mainstream». Вывод о том, что под Азией сохранился остов вязкой мантии временного интервала 4.54–4.44 млрд лет назад, который не нарушался мантийной конвекцией со времени существования гадейского магматического океана (Rasskazov et al., 2020; Рассказов, Чувашова, 2024) пока не получил какой-либо оценки в последующих публикациях. Дальнейшее обоснование этой гипотезы с привлечением определений изотопных составов благородных газов будет способствовать либо подтверждению и развитию этой гипотезы, либо ее замене на другую гипотезу, которая лучше объяснит новые полученные материалы.

Литература

- Ащепков И.В. Глубинные ксенолиты Байкальского рифта. Новосибирск: Наука, 1991. 160 с.
- Винник Л.П., Делицын Л.Л., Макеева Л.И., Орешин С.И. Глубинная структура Байкальской рифтовой зоны и Центральной Монголии // Физика Земли. 2024. № 2. С. 3–13. doi: 10.31857/S0002333724020014
- Глебовицкий В.А., Никитина Л.П., Салтыкова А.К., Пушкарев Ю.Д., Овчинников Н.О., Бабушкина М.С., Ащепков И.В. Термальная и химическая неоднородность верхней мантии Байкало-Монгольского региона // Петрология. 2007. Т. 15, № 1. С. 61–92.
- Грачев А.Ф. Хамар-Дабан – горячая точка Байкальского рифта: данные химической геодинимики // Физика Земли. 1998, № 3. С. 3–28.
- Грачев А.Ф., Генштафт Ю.С., Каменский И.Л., Салтыковский А.Я. Первые данные об изотопии гелия в кайнозойских базальтах Монголии // Доклады Академии наук. 2003. Т. 393, № 5. С. 669–672.
- Друбецкой Е.Р., Грачев А.Ф. Базальты и ультраосновные ксенолиты Байкальской рифтовой зоны. Изотопия гелия и аргона // Глубинные ксенолиты и строение литосферы. М.: Наука, 1987. С. 54–63.
- Жукова И.А., Литасов Ю.Д., Дучков А.Д., Новиков Д.Д. Проблема генезиса кайнозойских базальтов Центральной и Северной Монголии по данным изотопов гелия и петрохимии // Геология и геофизика. 2007. Т. 48, № 2. С. 204–215.

Мордвинова В.В., Дешам А., Дугармаа Т., Дервершер Ж., Улзийбат М., Саньков В.А., Артемьев А.А., Перро Ж. Исследование скоростной структуры литосферы на Монголо-Байкальском трансекте 2003 по обменным SV-волнам // Физика Земли. 2007. № 2. С. 21–32.

Рассказов С.В. Перепутье геодинамики: гипотеза литосферных плит против гипотезы мантийных плюмов // Известия Иркутского государственного университета. Серия Науки о Земле. 2012. Т. 5, № 1. С. 236–249.

Рассказов С.В., Чувашова И.С. Образование глобальной Азиатской изотопной термальной аномалии (ASITA) в зарождающейся системе Земля–Луна: Мегаимпакт или фрагментация газопылевого облака? // Геология и окружающая среда. 2024. Т. 4, № 1. С. 7–41. doi: 10.26516/2541-9641.2024.1.7

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

Трифонов В.Г., Соколов С.Ю., Соколов С.А., Мазнев С.В., Юшин К.И., Demberel S. Хангайский внутримантийный плюм (Монголия): 3d модель, влияние на кайнозойскую тектонику и сравнительный анализ // Геотектоника. 2023, № 6. С. 94–129. doi: 10.31857/S0016853X23060073

Чувашова И.С., Рассказов С.В., Саранина Е.В. ^{207}Pb – ^{206}Pb возраст источников позднекайнозойских вулканических пород коро-мантийного перехода в соотношении с возрастом офиолитов и древних блоков, экспонированных на поверхности коры: трансект Кито–Байдраг Байкало-Монгольского региона // Геология и окружающая среда. 2022. Т. 2, № 2. С. 61–90. doi: 10.26516/2541-9641.2022.2.61

Ярмолук В.В., Иванов В.Г., Коваленко В.И., Покровский Б.Г. Магматизм и геодинамика Южно-Байкальской вулканической области (горячей точки мантии) по результатам геохронологических, геохимических и изотопных (Sr, Nd, O) исследований // Петрология. 2003. Т. 11, № 1. С. 3–34.

Ярмолук В.В., Иванов В.Г., Коваленко В.И., Самойлов В.С. Динамика формирования и магматизм позднемезозойско-кайнозойской Южно-Хангайской горячей точки мантии (Монголия) // Геотектоника. 1994. № 5. С. 28–45.

Ярмолук В.В., Коваленко В.И., Богатилов О.А. Южно-Байкальская «горячая точка» мантии и ее роль в формировании Байкальской рифтовой

области // Докл. АН СССР. 1990. Т. 312, № 1. С. 187–191.

Allègre C.J. The evolution of mantle mixing // Phil. Trans. R. Soc. Lond. A. 2002. Vol. 360. P. 2411–2431.

Allègre C.J. Isotope geology. New York: Cambridge University Press, 2008. 512 p.

Anderson D.L. Lithosphere, asthenosphere, and perisphere // Reviews of Geophysics. 1995. Vol. 33, No. 1. P. 125–149.

Barry P.H., Broadley M.W. Nitrogen and noble gases reveal a complex history of metasomatism in the Siberian lithospheric mantle // Earth and Planetary Science Letters. 2021. Vol. 556. 116707. doi: 10.1016/j.epsl.2020.116707

Barry T.L., Ivanov A.V., Rasskazov S.V., Demonerova E.I., Dunai T.J., Davies G.R., Harrison D. Helium isotopes provide no evidence for deep mantle involvement in widespread Cenozoic volcanism across Central Asia // Lithos. 2007. Vol. 95, No 3–4. P. 415–424.

Basu A.R., Poreda R.J., Renne P.R., Teichmann F., Vasiliev Yu.R., Sobolev N.V., Turrin B.D. High- ^3He plume origin and temporal-spatial evolution of the Siberian flood basalts // Science. 1995. Vol. 269. P. 822–825.

Bennett V.C., Brandon A.D., Nutman A.P. Coupled ^{142}Nd – ^{143}Nd isotopic evidence for Hadean mantle dynamics // Science. 2007. Vol. 318. P. 1907–1910.

Boschi L., Becker T.W., Steinberger B. Mantle plumes: Dynamic models and seismic images // Geochemistry, Geophysics, Geosystems. 2007. Vol. 8. Q10006. doi: 10.1029/2007GC001733

Bouhifd M.A., Jephcoat A. P., Heber V.S., Kelley S.P. Helium in Earth's early core // Nat. Geosci. 2013. Vol. 6. P. 982–986.

Buikin A.I., Tieloff M., Hopp J., Althaus T., Korochantseva E.V., Schwarz W., Altherr R. Noble gas isotopes suggest deep mantle plume source of late Cenozoic mafic alkaline volcanism in Europe // Earth and Planetary Science Letters. 2005. Vol. 230. P. 143–162. doi:10.1016/j.epsl.2004.11.001

Caro G., Bourdon B., Birck J.L., Moorbath S. High-precision $^{142}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ measurements in terrestrial rocks: constraints on the early differentiation of the Earth's mantle // Geochim. Cosmochim. Acta. 2006. Vol. 70. P. 164–191.

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

Chen Y., Zhang Y., Graham D., Su S., Deng J. Geochemistry of Cenozoic basalts and mantle

xenoliths in Northeast China // *Lithos*. 2007. Vol. 96. P. 108–126. doi:10.1016/j.lithos.2006.09.015

Chuvashova I., Rasskazov S., Yasnygina T. Mid-Miocene thermal impact on the lithosphere by sublithospheric convective mantle material: Transition from high- to moderate-Mg magmatism beneath Vitim Plateau, Siberia // *Geoscience Frontiers* 2017. V. 8. P. 753–774. doi: 10.1016/j.gsf.2016.05.011.

Courtillot V., Davaille A., Stock J., Besse J. Three distinct types of hotspots in the Earth's mantle // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2003. Vol. 205. P. 285–308.

Deng J., Du Z. Primordial helium extracted from the Earth's core through magnesium oxide exsolution // *Nature Geoscience*. 2023. Vol. 16 P. 541–545. doi: 10.1038/s41561-023-01182-7

Ferrick A.L., Korenaga J. Long-term core–mantle interaction explains W–He isotope heterogeneities // *Proc. Natl Acad. Sci. USA*. 2023. Vol. 120, e2215903120. doi:10.1073/pnas.2215903120

Foulger G.R. *Plates vs. plumes: a geological controversy*. Wiley–Blackwell, 2010. 328 p.

French S.W., Romanowicz B. Broad plumes rooted at the base of the Earth's mantle beneath major hotspots // *Nature*. 2015. Vol. 525. P. 95–99. doi:10.1038/nature14876

Grachev A.F., Ermolov P.V., Wang Y. Modification of the lithospheric mantle during the early activity of a Cenozoic plume in the North Tien Shan: Evidence from mantle xenoliths in basalts // *Russ. J. Earth. Sci.*, 2014. Vol. 14, ES2002. doi:10.2205/2014ES000540.

Graham D.W. Noble gas isotope geochemistry of midocean ridge and ocean island basalts: Characterization of mantle source reservoirs / In: Porcelli, D., Ballentine, C.J., Wieler, R. (Eds.), *Noble gases in geochemistry and cosmochemistry; reviews in mineralogy and geochemistry*. 2002. Vol. 47. P. 247–317.

Gu Y.J., Dziewonski A., Weijia S. Models of the mantle shear velocity and discontinuities in the pattern of lateral heterogeneities // *Journal Geophys. Research*. 2001. Vol. 106. P. 11169–11199.

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

Herzberg C. Identification of source lithology in the Hawaiian and Canary islands: implications for origins // *J. Petrol.* 2011. Vol. 52, N 1. P. 113–146.

Horton F., Asimow P.D., Farley K.A., Curtice J., Kurz M.D., Blusztajn J., Biasi J.A., Boyes X.M. Highest terrestrial $^3\text{He}/^4\text{He}$ credibly from the core // *Nature*. 2023. Vol. 623. P. 90–94. doi:10.1038/s41586-023-06590-8

Jackson M.G., Carlson R.W., Kurz M.D., Kempton P.D., Francis D., Blusztajn J. Evidence for the survival of the oldest terrestrial mantle reservoir // *Nature*. 2010. Vol. 466. P. 853–856.

Jackson M.G., Konter J.G., Becker T.W. Primordial helium entrained by the hottest mantle plumes // *Nature*. 2017. Vol. 542. P. 340. doi:10.1038/nature21023

Kamber B.S., Collerson K.D., Moorbath S., Whitehouse M.J. Inheritance of early Archean Pb-isotope variability from long-lived Hadean protocrust // *Contrib. Mineral. Petrol.* 2003. Vol. 145. P. 25–46.

Kaneoka I. Noble gas signatures in the Earth's interior coupled or decoupled behavior among each isotope systematics and problems related to their implication // *Chem. Geol.* 1998. Vol. 147. P. 61–76, doi:10.1016/S0009-2541(97)00172-1.

Kim K.H., Nagao K., Tanaka T., Sumino H., Nakamura T., Okuno M., Lock J.B., Youn J.S., Song J. He–Ar and Nd–Sr isotopic compositions of ultramafic xenoliths and host alkali basalts from the Korean peninsula // *Geochem. J.* 2005. Vol. 39. P. 341–356.

Kleine T., Münker C., Mezger K., Palme H. Rapid accretion and early core formation on asteroids and the terrestrial planets from Hf–W chronometry // *Nature*. 2002. Vol. 418. P. 952–955.

Kravchinsky V.A., Cogné J-P., Harbert W.P. et al. Evolution of the Mongol–Okhotsk Ocean as constrained by new paleomagnetic data from the Mongol–Okhotsk suture zone, Siberia // *Geophys. J. Int.* 2002. Vol. 148. P. 34–57.

Li Y., Vočadlo L., Ballentine, C., Brodholt J.P. Primitive noble gases sampled from ocean island basalts cannot be from the Earth's core // *Nat. Commun.* 2022. Vol. 13, 3770. doi: 10.1038/s41467-022-31588-7

Maruyama S., Santosh M., Zhao D. Superplume, supercontinent, and post-perovskite: Mantle dynamics and anti-plate tectonics on the core–mantle boundary // *Gondwana Research*. 2007. V. 11. P. 7–37. doi: 10.1016/j.gr.2006.06.003

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

Mukhopadhyay S. Early differentiation and volatile accretion recorded in deep-mantle neon and xenon // *Nature*. 2012. Vol. 486. P. 101–104. doi: 10.1038/nature11141

Mundl A., Touboul M., Jackson M.G., Day J.M.D., Kurz M.D., Lekic V., Helz R.T., Walker R.J. Tungsten-182 heterogeneity in modern ocean island basalts // *Science*. 2017. Vol. 356. P. 66–69. doi: 10.1126/science.aal4179

- Mundl-Petermeier A., Walker R.J., Fischer R.A., Lekic V., Jackson M.G., Kurz M.D. Anomalous ^{182}W in high $^3\text{He}/^4\text{He}$ ocean island basalts: fingerprints of Earth's core? // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 2019. Vol. 271. P. 194–211. doi: [10.1016/j.gca.2019.12.020](https://doi.org/10.1016/j.gca.2019.12.020)
- Olson P.L., Sharp Z.D. Primordial helium-3 exchange between Earth's core and mantle // *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*. 2022. Vol. 23, e2021GC009985. doi: [10.1029/2021GC009985](https://doi.org/10.1029/2021GC009985)
- Ozgurel O., Caracas R. The magma ocean was a huge helium reservoir in the early Earth // *Geochem. Persp. Lett.* 2023. Vol. 25. P. 46–50. doi: [10.7185/geochemlet.2314](https://doi.org/10.7185/geochemlet.2314)
- 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](https://doi.org/10.1016/j.gsf.2016.06.009)
- 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*. 2020. V. 10, No 9. 739. doi: [10.3390/min10090739](https://doi.org/10.3390/min10090739)
- Rasskazov S.V., Chuvashova I.S., Yasnygina T.A., Saranina E.V. Late Cenozoic high and low temperature magma generation from primordial and age-modified mantle materials beneath Dariganga in Southeast Mongolia: Factors of mantle degassing and adiabatic upwelling // *Geosystems and Geoenvironment*. 2024. Vol. 3, No. 1, 100295. <https://doi.org/10.1016/j.geogeo.2024.100295>
- 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. Vol. 11, No. 5, 487. doi: [10.3390/min11050487](https://doi.org/10.3390/min11050487)
- Ritsema J. Global seismic maps // *Plates, plumes, and paradigms* / G.R. Foulger et al. (eds.). Geological Society of America, Boulder. 2005. P. 11–18.
- Rizo H., Andrault D., Bennett N.R., Humayun M., Brandon A., Vlastelic I., Moine B., Poirier A., Bouhifd M.A., Murphy D.T. ^{182}W evidence for core-mantle interaction in the source of mantle plumes // *Geochem. Perspect. Lett.* 2019. Vol. 11. P. 6–11. doi: [10.7185/geochemlet.1917](https://doi.org/10.7185/geochemlet.1917)
- Staudacher Th., Allègre C.J. Cosmogenic neon in ultramafic nodules from Asia and in quartzite from Antarctica // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1991. Vol. 106. P. 87–102. doi: [10.1016/0012-821X\(91\)90065-P](https://doi.org/10.1016/0012-821X(91)90065-P)
- 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. Vol. 102. P. 24–44.
- Steinberger B., Antretter M. Conduit diameter and buoyant rising speed of mantle plumes: Implications for the motion of hotspots and shape of plume conduits // *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*. 2006. Vol. 7. Q11018. doi: [10.1029/2006GC001409](https://doi.org/10.1029/2006GC001409)
- Thorne M.S., Garnero E.J., Grand S.P. Geographic correlation between hot spots and deep mantle lateral shear-wave velocity gradients // *Phys. Earth Planet. Inter.* 2004. Vol. 146. P. 47–63.
- Touboul M., Puchtel I.S., Walker R.J. ^{182}W evidence for long-term preservation of early mantle differentiation products // *Science*. 2012. Vol. 335. P. 1065–1069.
- Trieloff M., Kunz J., Clague D.A., Harrison D., Allègre C.J. The nature of pristine noble gases in mantle plumes // *Science*. 2000. Vol. 288. P. 1036–1038. doi: [10.1126/science.288.5468.1036](https://doi.org/10.1126/science.288.5468.1036)
- Xu Q., Liu J., He H., Zhang Y. Nature and evolution of the lithospheric mantle revealed by water contents and He-Ar isotopes of peridotite xenoliths from Changbaishan and Longgang basalts in Northeast China // *Science Bulletin*. 2019. Vol. 64. P. 1325–1335. doi: [10.1016/j.scib.2019.07.006](https://doi.org/10.1016/j.scib.2019.07.006)
- Xu S., Nagao K., Uto K., Wakita H., Nakai S., Liu C. He, Sr and Nd isotopes of mantle-derived xenoliths in volcanic rocks of NE China // *Journal of Asian Earth Sciences*. 1998. Vol. 16. P. 547–556.
- Wang K., Lu X., Liu X., Zhou M., Yin K. Partitioning of noble gases (He, Ne, Ar, Kr, Xe) during Earth's core segregation: a possible core reservoir for primordial noble gases // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 2022. Vol. 321. P. 329–342.
- Willbold M., Elliott T., Moorbath S. The tungsten isotopic composition of the Earth's mantle before the terminal bombardment // *Nature*. 2011. Vol. 477. P. 195–198. doi: [10.1038/nature10399](https://doi.org/10.1038/nature10399)
- Williams C.D., Mukhopadhyay S. Capture of nebular gases during Earth's accretion is preserved in deep-mantle neon // *Nature*. 2019. Vol. 565. P. 78–81. doi: [10.1038/s41586-018-0771-1](https://doi.org/10.1038/s41586-018-0771-1)
- Williams C.D., Mukhopadhyay S., Rudolph M.L., Romanowicz B. Primitive helium is sourced from seismically slow regions in the lowermost mantle // *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*. 2019. Vol. 20. P. 4130–4145. doi: [10.1029/2019GC008437](https://doi.org/10.1029/2019GC008437)
- 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*

Planet. Inter. Vol. 138. 2003. P. 263–278. doi:10.1016/S0031-9201(03)00154-7

Yuan L., Steinle-Neumann G. The helium elemental and isotopic compositions of the Earth's core based on ab initio simulations // *J. Geophys. Res. Solid Earth*. 2021. Vol. 126, e2021JB023106. doi: 10.1029/2021JB023106

References

Allègre C.J. The evolution of mantle mixing // *Phil. Trans. R. Soc. Lond. A*. 2002. Vol. 360. P. 2411–2431.

Allègre C.J. Isotope geology. New York: Cambridge University Press, 2008. 512 p.

Anderson D.L. Lithosphere, asthenosphere, and perisphere // *Reviews of Geophysics*. 1995. Vol. 33, No. 1. P. 125–149.

Ashchepkov I.V. Deep xenoliths of the Baikal rift. Novosibirsk: Nauka, 1991. 160 p. (In Russian)

Barry P.H., Broadley M.W. Nitrogen and noble gases reveal a complex history of metasomatism in the Siberian lithospheric mantle // *Earth and Planetary Science Letters*. 2021. Vol. 556. 116707. doi: 10.1016/j.epsl.2020.116707

Barry T.L., Ivanov A.V., Rasskazov S.V., Demonerova E.I., Dunai T.J., Davies G.R., Harrison D. Helium isotopes provide no evidence for deep mantle involvement in widespread Cenozoic volcanism across Central Asia // *Lithos*. 2007. Vol. 95, No 3–4. P. 415–424.

Basu A.R., Poreda R.J., Renne P.R., Teichmann F., Vasiliev Yu.R., Sobolev N.V., Turrin B.D. High-³He plume origin and temporal-spatial evolution of the Siberian flood basalts // *Science*. 1995. Vol. 269. P. 822–825.

Bennett V.C., Brandon A.D., Nutman A.P. Coupled ¹⁴²Nd–¹⁴³Nd isotopic evidence for Hadean mantle dynamics // *Science*. 2007. Vol. 318. P. 1907–1910.

Boschi L., Becker T.W., Steinberger B. Mantle plumes: Dynamic models and seismic images // *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*. 2007. Vol. 8. Q10006. doi: 10.1029/2007GC001733

Bouhifd M.A., Jephcoat A. P., Heber V.S., Kelley S.P. Helium in Earth's early core // *Nat. Geosci*. 2013. Vol. 6. P. 982–986.

Buikin A.I., Tieloff M., Hopp J., Althaus T., Korochantseva E.V., Schwarz W., Altherr R. Noble gas isotopes suggest deep mantle plume source of late Cenozoic mafic alkaline volcanism in Europe // *Earth and Planetary Science Letters*. 2005. Vol. 230. P. 143–162. doi:10.1016/j.epsl.2004.11.001

Caro G., Bourdon B., Birck J.L., Moorbath S. High-precision ¹⁴²Nd/¹⁴⁴Nd measurements in terrestrial rocks: constraints on the early differentiation of the Earth's mantle // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 2006. Vol. 70. P. 164–191.

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

Chen Y., Zhang Y., Graham D., Su S., Deng J. Geochemistry of Cenozoic basalts and mantle xenoliths in Northeast China // *Lithos*. 2007. Vol. 96. P. 108–126. doi:10.1016/j.lithos.2006.09.015

Chuvashova I.S., Rasskazov S.V., Saranina E.V. ²⁰⁷Pb–²⁰⁶Pb age of sources for Late Cenozoic volcanic rocks of the crust-mantle transition in relation to the age of ophiolites and old blocks exposed on the surface of the crust: transect Kitoi–Baydrag of the Baikal-Mongolian region // *Geology and Environment*. 2022. Vol. 2, No. 2. P. 61–90. doi: 10.26516/2541-9641.2022.2.61 (In Russian)

Chuvashova I., Rasskazov S., Yasnygina T. Mid-Miocene thermal impact on the lithosphere by sublithospheric convective mantle material: Transition from high- to moderate-Mg magmatism beneath Vitim Plateau, Siberia // *Geoscience Frontiers* 2017. V. 8. P. 753–774. doi: 10.1016/j.gsf.2016.05.011.

Courtillot V., Davaille A., Stock J., Besse J. Three distinct types of hotspots in the Earth's mantle // *Earth Planet. Sci. Lett*. 2003. Vol. 205. P. 285–308.

Deng J., Du Z. Primordial helium extracted from the Earth's core through magnesium oxide exsolution // *Nature Geoscience*. 2023. Vol. 16 P. 541–545. doi: 10.1038/s41561-023-01182-7

Drubetskoy E.R., Grachev A.F. Isotopes of He and Ar in basalts and ultrabasic xenoliths of the Baikal rift // *Deep-seated xenoliths and structure of lithosphere*. Moscow: Nauka, 1987. P. 54–53. (In Russian)

Ferrick A.L., Korenaga J. Long-term core–mantle interaction explains W–He isotope heterogeneities // *Proc. Natl Acad. Sci. USA*. 2023. Vol. 120, e2215903120. doi:10.1073/pnas.2215903120

Foulger G.R. Plates vs. plumes: a geological controversy. Wiley–Blackwell, 2010. 328 p.

French S.W., Romanowicz B. Broad plumes rooted at the base of the Earth's mantle beneath major hotspots // *Nature*. 2015. Vol. 525. P. 95–99. doi:10.1038/nature14876

Glebovitskii V.A., Nikitina L.P., Saltykova A.K., Pushkarev Yu.D., Ovchinnikov N.O., Babushkina M.S., Ashchepkov I.V. Thermal and chemical heterogeneity of the upper mantle beneath the Baikal-Mongolia territory // *Petrology*. 2007. Vol. 15, No 1. P. 58–89. doi: 10.1134/S0869591107010043

Grachev, A.F. The Khamar-Daban ridge as a hotspot of the Baikal Rift from data of chemical geodynamics // *Physics of the Solid Earth*. 1998. Vol. 34. P. 175–200.

Grachev A.F., Ermolov P.V., Wang Y. Modification of the lithospheric mantle during the early activity of a Cenozoic plume in the North Tien Shan: Evidence from mantle xenoliths in basalts // *Russ. J. Earth. Sci.*, 2014. Vol. 14, ES2002. doi:10.2205/2014ES000540.

Grachev A.F., Genshaft Yu.S., Saltykovskii A.Ya., Kamenskii I.L. First He isotope data on Cenozoic basalts of Mongolia // *Doklady Earth Sciences*. 2003. Vol. 393, No 9. P. 1294–1297.

Graham D.W. Noble gas isotope geochemistry of midocean ridge and ocean island basalts: Characterization of mantle source reservoirs / In: Porcelli, D.,

- Ballentine, C.J., Wieler, R. (Eds.), Noble gases in geochemistry and cosmochemistry; reviews in mineralogy and geochemistry. 2002. Vol. 47. P. 247–317.
- Gu Y.J., Dziewonski A., Weijia S. Models of the mantle shear velocity and discontinuities in the pattern of lateral heterogeneities // *Journal Geophys. Research*. 2001. Vol. 106. P. 11169–11199.
- Hart S.R., Gaetani G.A. Mantle paradoxes: the sulfide solution // *Contrib. Mineral. Petrol.* 2006. Vol. 152. P. 295–308.
- Herzberg C. Identification of source lithology in the Hawaiian and Canary islands: implications for origins // *J. Petrol.* 2011. Vol. 52, N 1. P. 113–146.
- Horton F., Asimow P.D., Farley K.A., Curtice J., Kurz M.D., Blusztajn J., Biasi J.A., Boyes X.M. Highest terrestrial $^3\text{He}/^4\text{He}$ credibly from the core // *Nature*. 2023. Vol. 623. P. 90–94. doi:10.1038/s41586-023-06590-8
- Jackson M.G., Carlson R.W., Kurz M.D., Kemp-ton P.D., Francis D., Blusztajn J. Evidence for the survival of the oldest terrestrial mantle reservoir // *Nature*. 2010. Vol. 466. P. 853–856.
- Jackson M.G., Konter J.G., Becker T.W. Primordial helium entrained by the hottest mantle plumes // *Nature*. 2017. Vol. 542. P. 340. doi:10.1038/nature21023
- Kamber B.S., Collerson K.D., Moorbath S., Whitehouse M.J. Inheritance of early Archean Pb-isotope variability from long-lived Hadean protocrust // *Contrib. Mineral. Petrol.* 2003. Vol. 145. P. 25–46.
- Kaneoka I. Noble gas signatures in the Earth's interior coupled or decoupled behavior among each isotope systematics and problems related to their implication // *Chem. Geol.* 1998. Vol. 147. P. 61–76. doi:10.1016/S0009-2541(97)00172-1.
- Kim K.H., Nagao K., Tanaka T., Sumino H., Nakamura T., Okuno M., Lock J.B., Youn J.S., Song J. He-Ar and Nd-Sr isotopic compositions of ultramafic xenoliths and host alkali basalts from the Korean peninsula // *Geochem. J.* 2005. Vol. 39. P. 341–356.
- Kleine T., Münker C., Mezger K., Palme H. Rapid accretion and early core formation on asteroids and the terrestrial planets from Hf–W chronometry // *Nature*. 2002. Vol. 418. P. 952–955.
- Kravchinsky V.A., Cogné J-P., Harbert W.P. et al. Evolution of the Mongol-Okhotsk Ocean as constrained by new paleomagnetic data from the Mongol-Okhotsk suture zone, Siberia // *Geophys. J. Int.* 2002. Vol. 148. P. 34–57.
- Li Y., Vočadlo L., Ballentine, C., Brodholt J.P. Primitive noble gases sampled from ocean island basalts cannot be from the Earth's core // *Nat. Commun.* 2022. Vol. 13, 3770. doi: 10.1038/s41467-022-31588-7
- Maruyama S., Santosh M., Zhao D. Superplume, supercontinent, and post-perovskite: Mantle dynamics and anti-plate tectonics on the core–mantle boundary // *Gondwana Research*. 2007. V. 11. P. 7–37. doi: 10.1016/j.gr.2006.06.003
- Mordvinova V.V., Sankov V.A., Artem'ev A.A., Deschamps A., Dugarmaa T., Ulziibat M., Deverchère J., Perrot J. Velocity structure of the lithosphere on the 2003 Mongolian-Baikal transect from SV waves // *Izvestiya, Physics of the Solid Earth*. 2007. Vol. 43, No 2. P. 119–129.
- Morgan W.J. Convection plumes in the lower mantle // *Nature*. 1971. Vol. 230. P. 42–43.
- Mukhopadhyay S. Early differentiation and volatile accretion recorded in deep-mantle neon and xenon // *Nature*. 2012. Vol. 486. P. 101–104. doi: 10.1038/nature11141
- Mundl A., Touboul M., Jackson M.G., Day J.M.D., Kurz M.D., Lekic V., Helz R.T., Walker R.J. Tungsten-182 heterogeneity in modern ocean island basalts // *Science*. 2017. Vol. 356. P. 66–69. doi: 10.1126/science.aal4179
- Mundl-Petermeier A., Walker R.J., Fischer R.A., Lekic V., Jackson M.G., Kurz M.D. Anomalous ^{182}W in high $^3\text{He}/^4\text{He}$ ocean island basalts: fingerprints of Earth's core? // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 2019. Vol. 271. P. 194–211. doi: 10.1016/j.gca.2019.12.020
- Olson P.L., Sharp Z.D. Primordial helium-3 exchange between Earth's core and mantle // *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*. 2022. Vol. 23, e2021GC009985. doi: 10.1029/2021GC009985
- Ozgurel O., Caracas R. The magma ocean was a huge helium reservoir in the early Earth // *Geochem. Persp. Lett.* 2023. Vol. 25. P. 46–50. doi: 10.7185/geochemlet.2314
- Rasskazov S.V. Crossroads of geodynamics: The lithospheric plate hypothesis versus the mantle plume hypothesis // *Bulletin of Irkutsk State University. Earth Sciences Series*. 2012. Vol. 5, No. 1. P. 236–249. (In Russian)
- Rasskazov S.V., Chuvashova I.S. Generation of the global Asian Isotope Thermal Anomaly (ASITA) in the incipient Earth-Moon system: Gas-dust cloud fragmentation versus mega-impact // *Geology and Environment*. 2024. Vol. 4, No. 1. P. 7–41. https://doi.org/10.26516/2541-9641.2024.1.7
- 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.V., Chuvashova I.S., Yasnygina T.A., Fefelov N.N., Saranina E.V. Potassium and potassium-sodium volcanic series in the Cenozoic of Asia. Novosibirsk: GEO Academic Publishing House. 2012. 351 p. (In Russian)
- 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*. 2020. V. 10, No 9. 739. doi:10.3390/min10090739
- Rasskazov S.V., Chuvashova I.S., Yasnygina T.A., Saranina E.V. Late Cenozoic high and low temperature magma generation from primordial and age-modified mantle materials beneath Dariganga in Southeast Mongolia: Factors of mantle degassing and adiabatic upwelling // *Geosystems and*

Geoenvironment. 2024. Vol. 3, No. 1, 100295. <https://doi.org/10.1016/j.geogeo.2024.100295>

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. Vol. 11, No. 5, 487. doi: 10.3390/min11050487

Ritsema J. Global seismic maps // *Plates, plumes, and paradigms* / G.R. Foulger et al. (eds.). Geological Society of America, Boulder. 2005. P. 11–18.

Rizo H., Andrault D., Bennett N.R., Humayun M., Brandon A., Vlastelic I., Moine B., Poirier A., Bouhifd M.A., Murphy D.T. ^{182}W evidence for core-mantle interaction in the source of mantle plumes // *Geochem. Perspect. Lett.* 2019. Vol. 11. P. 6–11. doi: 10.7185/geochemlet.1917

Staudacher Th., Allègre C.J. Cosmogenic neon in ultramafic nodules from Asia and in quartzite from Antarctica // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1991. Vol. 106. P. 87–102. doi:10.1016/0012-821X(91)90065-P.

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. Vol. 102. P. 24–44.

Steinberger B., Antretter M. Conduit diameter and buoyant rising speed of mantle plumes: Implications for the motion of hotspots and shape of plume conduits // *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*. 2006. Vol. 7. Q11018. doi: 10.1029/2006GC001409

Thorne M.S., Garnero E.J., Grand S.P. Geographic correlation between hot spots and deep mantle lateral shear-wave velocity gradients // *Phys. Earth Planet. Inter.* 2004. Vol. 146. P. 47–63.

Touboul M., Puchtel I.S., Walker R.J. ^{182}W evidence for long-term preservation of early mantle differentiation products // *Science*. 2012. Vol. 335. P. 1065–1069.

Trieloff M., Kunz J., Clague D.A., Harrison D., Allègre C.J. The nature of pristine noble gases in mantle plumes // *Science*. 2000. Vol. 288. P. 1036–1038. doi: 10.1126/science.288.5468.1036

Trifonov V.G., Sokolov S.Yu., Sokolov S.A., Maznev S.V., Yushin K.I., Demberel S. Khangai intramantle plume (Mongolia): 3D model, influence on Cenozoic tectonics, and comparative analysis // *Geotectonics*. 2023. Vol. 56, No 6. P. 774–806. doi: 10.1134/S0016852123060079

Vinnik L.P., Delitsyn L.L., Makeyeva L.I., Oreshin S.I. Deep Structure of the Baikal Rift Zone and Central Mongolia // *Izvestiya, Physics of the Solid Earth*. 2024. Vol. 60. P. 179–188. doi: 10.1134/S1069351324700265

Xu Q., Liu J., He H., Zhang Y. Nature and evolution of the lithospheric mantle revealed by water contents and He-Ar isotopes of peridotite xenoliths from Changbaishan and Longgang basalts in Northeast China // *Science Bulletin*. 2019. Vol. 64. P. 1325–1335. doi: 10.1016/j.scib.2019.07.006

Xu S., Nagao K., Uto K., Wakita H., Nakai S., Liu C. He, Sr and Nd isotopes of mantle-derived

xenoliths in volcanic rocks of NE China // *Journal of Asian Earth Sciences*. 1998. Vol. 16. P. 547–556.

Wang K., Lu X., Liu X., Zhou M., Yin K. Partitioning of noble gases (He, Ne, Ar, Kr, Xe) during Earth's core segregation: a possible core reservoir for primordial noble gases // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 2022. Vol. 321. P. 329–342.

Willbold M., Elliott T., Moorbath S. The tungsten isotopic composition of the Earth's mantle before the terminal bombardment // *Nature*. 2011. Vol. 477. P. 195–198. doi:10.1038/nature10399

Williams C.D., Mukhopadhyay S. Capture of nebular gases during Earth's accretion is preserved in deep-mantle neon // *Nature*. 2019. Vol. 565. P. 78–81. doi: 10.1038/s41586-018-0771-1

Williams C.D., Mukhopadhyay S., Rudolph M.L., Romanowicz B. Primitive helium is sourced from seismically slow regions in the lowermost mantle // *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*. 2019. Vol. 20. P. 4130–4145. doi: 10.1029/2019GC008437

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 Planet. Inter.* Vol. 138. 2003. P. 263–278. doi:10.1016/S0031-9201(03)00154-7

Yarmolyuk, V.V., Ivanov, V.G., Kovalenko, V.I., Pokrovskii, B.G., 2003. Magmatism and geodynamics of the Southern Baikal volcanic region (mantle hot spot): results of geochronological, geochemical, and isotopic (Sr, Nd, and O) investigations // *Petrology*. 2003. Vol. 11, No 1. P. 1–30.

Yarmolyuk V.V., Ivanov V.G., Kovalenko V.I., et al. Dynamics of formation and magmatism of the Late Mesozoic–Cenozoic South Khangai mantle hotspot (Mongolia). // *Geotectonics*. 1994. No. 5. P. 28–45.

Yarmolyuk V.V., Kovalenko V.I., Bogatkov O.A. The South Baikal mantle “hot spot” and its role in the formation of the Baikal rift region // *Proceedings of the USSR Academy of Sciences*. 1990. Vol. 312, No. 1. P. 187–191. (In Russian)

Yuan L., Steinle-Neumann G. The helium elemental and isotopic compositions of the Earth's core based on ab initio simulations // *J. Geophys. Res. Solid Earth*. 2021. Vol. 126, e2021JB023106. doi: 10.1029/2021JB023106

Zhukova I.A., Litasov Yu.D., Duchkov A.D., Novikov D.D. Genesis of Cenozoic basalts in Central Asia and northern Mongolia (from helium isotope and petrochemical data) // *Russian Geology and Geophysics*. 2007. Vol. 48. P. 157–166. doi: 10.1016/j.rgg.2007.02.001

Zindler A., Hart S.R. Chemical geodynamics // *Ann. Rev. Earth and Planet. Sci.* 1986. Vol. 14. P. 493–571.

Рассказов Сергей Васильевич,

доктор геолого-минералогических наук, профессор,

664025, 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 геохроно-
логии,

тел.: (3952) 51–16–59,
email: rassk@crust.irk.ru

Rasskazov Sergei Vasilevich,
doctor of geological and mineralogical sciences,
professor,
664025, 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 Geochrono-
logical Studies,
tel.: (3952) 51–16–59,
email: rassk@crust.irk.ru

Чувашова Ирина Сергеевна,
кандидат геолого-минералогических наук,
664033, Иркутск, ул. Лермонтова, д. 128,
Институт земной коры СО РАН,
старший научный сотрудник,
664025, Иркутск, ул. Ленина, д. 3,

Иркутский государственный университет, гео-
логический факультет,
доцент кафедры динамической геологии,
email: chuvashova@crust.irk.ru

Chuvashova Irina Sergeevna,
candidate of geological and mineralogical sciences
664033, Irkutsk, st. Lermontova, 128,
Institute of the Earth's Crust SB RAS,
Senior Researcher,
664025, Irkutsk, st. Lenina, 3,
Irkutsk State University, Faculty of Geology,
Associate Professor of Dynamic Geology Char,
email: chuvashova@crust.irk.ru

Ясныгина Татьяна Александровна,
кандидат геолого-минералогических наук,
664033, Иркутск, ул. Лермонтова, д. 128,
Институт земной коры СО РАН,
старший научный сотрудник,
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,
email: ty@crust.irk.ru