

Вулканизм

УДК 552.3:551.14 + 550.93 (51)

<https://doi.org/10.26516/2541-9641.2022.3.30>

Изменчивость состава глубинных ксенолитов шпинелевых перидотитов из позднекайнозойских базальтов на вулканах Шилийн-Богд и Ачагийн-Душ Юго-Восточной Монголии: реконструкция процессов в континентальной литосферной мантии

С.В. Рассказов^{1,2}, И.С. Чувашова^{1,2}, Т.А. Ясныгина¹, Е.В. Саранина^{1,3}, А.А. Бокарева²

¹ Институт земной коры СО РАН, Иркутск, Россия

² Иркутский государственный университет, Иркутск, Россия

³ Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, г. Иркутск, Россия

Аннотация. По результатам определений петрогенных оксидов и микроэлементов в глубинных ксенолитах безгранатовых перидотитов из базальтового пьедестала и шлако-базальтовой постройки вулкана Шилийн-Богд проводится разделение пород на группы по степени обеднения–обогащения и влиянию граната на их состав. Устанавливаются процессы обеднения перидотитов с образованием реститов, метасоматоза с обогащением пород легкими редкоземельными элементами (РЗЭ) и смешения различных компонентов перидотитов с флюидным компонентом протомантии. Определяется ограниченный состав группы перидотитовых ксенолитов из пород вулканической постройки в ассоциации с мегакристаллами анортоклаза и клинопироксена. Полученные данные сопоставляются с данными по глубинным перидотитовым ксенолитам из шлаков вулкана Ачагийн-Душ, расположенном в 6 км от вулкана Шилийн-Богд. Делается вывод о различной изменчивости состава глубинных пород под вулканами. Выстраивается последовательность генерации континентальной литосферной мантии.

Ключевые слова: вулканические породы, глубинные ксенолиты, кайнозой, Дариганга

Compositional Variability of Deep Spinel Peridotite Xenoliths from Late Cenozoic Basalts from the Shiliin-Bogd and Achagiin-Dush Volcanoes of Southeastern Mongolia: Reconstruction of Processes in the Continental Lithospheric Mantle

S.V. Rasskazov^{1,2}, I.S. Chuvashova^{1,2}, T.A. Yasnygina¹,
E.V. Saranina^{1,3}, A.A. Bokareva²

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

² Irkutsk State University, Irkutsk, Russia

³ Institute of Geochemistry, Russian Academy of Sciences, A.P. Vinogradov SB RAS, Irkutsk, Russia

Abstract. From major oxides and trace elements in deep-seated xenoliths of garnet-free peridotites from a basalt pedestal and cinder-basalt edifice of the Shiliin-Bogd volcano, rocks are subdivided into groups according to the degree of depletion–enrichment and the effect of garnet on their compositions. Processes of depletion of peridotites with the restite formation, metasomatism with enrichment of rocks in light rare earth elements (REE), and mixing of various components of peridotites with the fluid one of protomantle are established. Limited compositions of peridotite xenoliths from the volcanic edifice associated with anorthoclase and clinopyroxene megacrysts is determined. The data obtained are

compared with those on deep-seated peridotite xenoliths from cinder of the Achagiin-Dush volcano located 6 km from the Shiliin-Bogd one. It is inferred that compositions of deep-seated rocks under the volcanoes show different variability. A sequence of generation of the continental lithospheric mantle is reconstructed.

Keywords: *volcanic rocks, deep-seated xenoliths, Cenozoic, Dariganga.*

Введение

Континентальная и океаническая литосферная мантия образовалась по различным механизмам. В континентальной литосфере создавались ядра первичного (первородного, *primordial*) мантийного материала в верхних слоях гадейского магматического океана. В ходе эволюции Земли блоки континентальной литосферы вовлекались в переработку и разрастались за счет аккреции океанических и островодужных террейнов. Литосфера океанов создавалась жестким слоем спрединговой базальтовой коры, который наращивался снизу мантийными перидотитами. Возраст океанической литосферной мантии не превышает 280 млн лет. В ее создание мог участвовать первородный материал Земли (Allègre, 1997, 2002).

Недоступная для непосредственного изучения континентальная литосферная мантия изучается в глубинных включениях (ксенолитах) из базальтов. Можно ли определить геохимический эталон первородной литосферной мантии или литосферной мантии, сгенерированной под террейном спрединговой коры или под террейном, образовавшемся в обстановке субдукции? Если в геологическом прошлом террейны океанической или надсубдукционной литосферы интегрировались в континенты, определение геохимического эталона пород глубинных включений могло бы вывести на возможных кандидатов соответствующих тектонотипов литосферной мантии. Понимание происхождения глубинных пород континентальной литосферной мантии требует определения латеральной изменчивости в местонахождениях глубинных включений и последовательной смены состава ксеногенного материала по процессам, которые устанавливаются во взаимосвязанных сериях образцов ксенолитов.

Опыт изучения глубинных включений из базальтов кайнозойских вулканических

полей Байкальской рифтовой системы показывает, что в одних случаях они дают в целом общую характеристику литосферной мантии, в других – обнаруживают индивидуальность. На Удоканском вулканическом поле, образовавшемся в ее северо-восточной части на краю архейского блока, был установлен спектр весьма разнообразных ассоциаций глубинных включений, менявшихся во времени и пространстве в зависимости от состава и возраста вмещающих вулканических пород (Рассказов, Чувашова, 2018). В базальтах Тункинской рифтовой долины юго-западной части рифтовой системы, унаследовавшей структуру Слюдянского кристаллического комплекса, ассоциации глубинных включений также отчётливо менялись и во времени, и в пространстве (Рассказов и др., 1992, 2010; Аило и др., 2021). В четвертичных базанитах юго-западной окраины Окинского вулканического поля были обнаружены ассоциации включений с глубинными и малоглубинными мегакристаллами клинопироксена. Местонахождения расположены на расстоянии 3 км одно от другого. С глубинными мегакристаллами (более магнезиального и крупного) клинопироксена ассоциируются мегакристаллы ортопироксена и крупные, овальные ксенолиты шпинелевых, шпинель-гранатовых перидотитов, клинопироксенитов, с малоглубинными – мегакристаллы плагиоклаза и щелочного полевого шпата и также ксенолиты шпинелевых, шпинель-гранатовых перидотитов, но меньшего размера и угловатой формы (Рассказов и др., 1990). На восточной окраине Витимского вулканического поля изучались ассоциации глубинных включений с гранатом, связанные с извержениями пикробазальтов на рубеже раннего-среднего миоцена и с извержениями базанитов квартера. Установлено, что с течением времени температура в глубинных породах возросла приблизительно на 50–100 °С (Ащепков, 1991).

Изучение вулканических пород Монголии и глубинных включений из них начиналось со статей В.И. Влодавца (Влодавец, Шаврова, 1953; Vlodavets, 1971). В работах 1870–1980-х гг. и в начале 1990-х (Кепежинскас, 1979; Салтыковский, Геншафт, 1984, 1985; Геншафт, Салтыковский, 1990; и др.) подчеркивалось различие состава тех и других (особенно мегакристаллов) на Тарят-Чулутынском и Даригангском вулканических полях. В публикациях этих лет указывалось точное местонахождение ассоциаций глубинных пород и места отдельных интересных находок в пределах вулканических построек. На обоих вулканических полях было установлено распространение глубинных включений шпинелевых перидотитов и пироксенитов, а также разнообразных мегакристаллов с локальным проявлением граната. В базальтах Даригангского поля самые глубинные гранатовые перидотиты и мегакристаллы граната были отмечены на вулкане Сэнджитийн-Ундэр.

В работах 1990–2000-х гг. был сделан акцент на изучение единичных образцов глубинных ксенолитов из вулканических пород Монголии и юга Сибири с использованием новых аналитических методов. Полученные по ним данные для Даригангского поля рассматривались как универсальная характеристика глубинных включений всего Байкало-Монгольского региона (Ionov et al., 1992, 1994; Stosch et al., 1995; и др.). К настоящему времени представительные аналитические данные для глубинных ксенолитов из базальтов восточной части Даригангского поля получены пока только на вулкане Ачагийн-Душ в совокупности трех работ (Wiechert et al., 1997; Kononova et al., 2002; Глебовицкий и др., 2007).

В настоящей статье приводятся результаты изучения состава вулканических пород и представительной ассоциации глубинных ксенолитов из них на вулкане Шилийн-Богд Даригангского поля. Полученные результаты сопоставляются с опубликованными данными по расположенному вблизи него вулкану Ачагийн-Душ. Цель работы – определить последовательность процессов генерации континентальной литосферной мантии по серии образцов и оценить характер

изменчивости состава литосферного материала под двумя соседними вулканами.

Общая характеристика вулканов

Вулканы Шилийн-Богд и Ачагийн-Душ находятся на юго-восточной окраине вулканического поля Дариганга, на пересечении субширотной зоны высокомагнезиального вулканизма Авгойт-Ула – Сэнджитийн-Ундэр и предполагаемой по редким находкам высокомагнезиальных пород северо-восточной зоны Богдо-Улан – Сулхар. Основное значение субширотной зоны в структуре вулканического поля подчеркивается распространением, наряду с высокомагнезиальными вулканическими породами, мегакристаллов граната и полиминеральных гранатсодержащих нодулей (рис. 1). Возможно, субширотная зона Авгойт-Ула – Сэнджитийн-Ундэр продолжается на сопредельную территорию Китая, на которой также находятся высокомагнезиальные породы (Zhang, Guo, 2016). Их местоположение пока не известно.

Между группами высоко-Mg вулканов с включениями граната Сэнджитийн-Ундэр и Бурун-Толгой-Майхант, простирающимися на восток-северо-восток, имеется разрыв около 20 км, в котором (в районе вулканов Шилийн-Богд и Ачагийн-Душ) субширотная зона Авгойт-Ула – Сэнджитийн-Ундэр трассируется постройками, сближенными между собой и контролирующимися локальными восток-северо-восточными разрывами. Вулкан Ачагийн-Душ объединяется в общую восток-северо-восточную линию с безымянной вулканической постройкой и продолжается к востоку подобным пространственным сочетанием вулканов Богдын-Душ и Шилийн-Богдо-Ула. Севернее двух обозначенных вулканических линий в том же направлении протягивается линия четырех безымянных вулканов. По отношению к субширотной высокомагнезиальной вулканической зоне Авгойт-Ула – Сэнджитийн-Ундэр отмеченные линии вулканов образуют сочетание кулис, образовавшихся при извержениях в условиях горячей левосторонней трансформации (рис. 2).

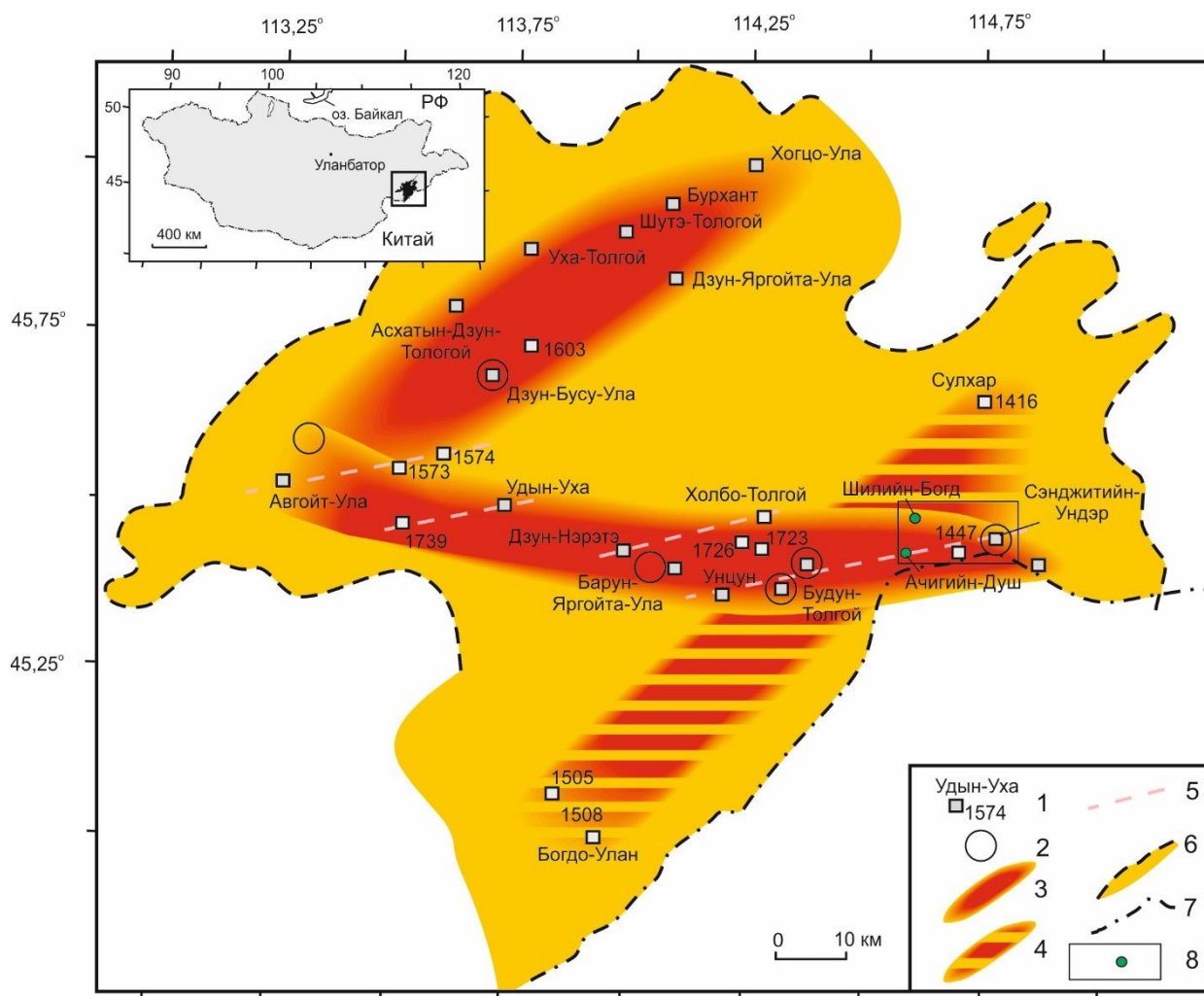


Рис. 1. Схема пространственного положения района работ относительно зон высокомагнезиальных пород на Даригангском вулканическом поле ((Чувашова и др., 2012) с изменениями).

1– вулканы с высокомагнезиальными породами (MgO 11–16 мас.%); 2– находки гранатсодержащих включений (Геншафт, Салтыковский, 1990; Салтыковский, Геншафт, 1984, 1985; Ionov et al., 1999); 3– зона высокомагнезиальных пород; 4– такая же зона, трассированная по редким находкам высокомагнезиальных пород; 5– восток-северо-восточная кулиса в субширотной зоне высокомагнезиальных пород Авгойт-Ула – Сэнджитийн-Ундэр; 6– контур вулканических пород высоко- и умеренно-Mg состава; 7– государственная граница Монголии и Китая; 8– район работ (прямоугольник) и исследуемые вулканы (зеленые кружки). Находки гранатовых лерцолитов на вулкане Барун-Яргойта-Ула показаны по координатам, указанным Ю.С. Геншафтом и А.Я. Салтыковским: 45° 42' с. ш., 114° 05' в. д.

Fig. 1. Scheme of spatial position of a work area relative to zones of high-Mg rocks on the Dariganga volcanic field (modified after (Чувашова и др., 2012)).

1– volcanoes with high-Mg rocks (MgO 11–16 wt %); 2– finds of garnet-bearing inclusions (Геншафт, Салтыковский, 1990; Салтыковский, Геншафт, 1984, 1985; Ionov et al., 1999); 3– zone of high-Mg rocks; 4– the same zone, traced by rare finds of high-Mg rocks; 5– east-northeast link in the west–east zone of high-Mg rocks Avgoyt-Ula–Sanjitiin-Under; 6– contour of volcanic rocks of high- and moderate-Mg compositions; 7– the state border between Mongolia and China; 8– area of work (rectangle) and studied volcanoes (green circles). Findings of garnet lherzolites on the Barun-Yargoita-Ula volcano are shown according to the coordinates indicated by Yu.S. Genshaft and A.Ya. Saltykovsky: 45° 42' N, 114° 05' E



Рис. 2. Распределение вулканических построек и находок граната на восточном окончании субширотной высокомагнезиальной вулканической зоны Авгойт-Ула – Сэнджитийн-Ундэр. Гранат отмечен во включениях пьедестала и штоков вулкана Сэнджитийн-Ундэр и в окисленной лаве вулканического конуса Барун-Яргойта-Ула, расположенного в районе вулкана Ачагийн-Душ (Салтыковский, Геншафт, 1984, 1985). Показан фрагмент зоны горячей транстенсии, вписывающийся в восток-северо-восточную высокомагнезиальную вулканическую кулису Унцун – Сэнджитийн-Ундэр (стрелки указывают направление растяжения коры).

Fig. 2. Distribution of volcanic edifices and garnet finds at the eastern end of the west–east high-Mg volcanic zone Avgoyt-Ula–Sanjitiin-Under. Garnet is found in inclusions of the pedestal and stocks of the Sanjitiin-Under volcano and in the oxidized lava of the Barun-Yargoita-Ula volcanic cone located in the area of the Achagiin-Dush volcano (Салтыковский, Геншафт, 1984, 1985). A fragment of a zone of hot transtension is shown, which fits into the east-northeast Untsun–Senjitiin-Under high-Mg volcanic link (arrows indicate the direction of crustal extension).

Вулкан Шилийн-Богд находится в 6 км от вулкана Ачагийн-Душ, несколько в стороне от зоны транстенсии (или в ее краевой части). Он представляет собой самую высокую шлако-лавовую вулканическую постройку Даригангского поля (абс. высота 1760 м) – священное место паломничества монголов. Постройка имеет серповидную форму (рис. 3а, б), открывается к северо-западу и возвышается над лавовым пьедесталом, обнаженным юго-восточнее ее. Диаметр кратера около 700 м. Внутренние склоны кратера пологие, внешние борта постройки – крутые.

Перед сходящимися между собой окончаниями кратерного вала выступает небольшой лавовый купол.

В базальтах пьедестала найдены многочисленные полиминеральные глубинные ксенолиты (точка наблюдения (т.н.) MN-09-1452), в шлаках и базальтах постройки – более редкие глубинные ксенолиты с мегакристаллами анортоклаза и глиноземистого авгита (т.н. MN-09-1449–MN-09-1451, MN-10-1704–MN-10-1709). В базальтах купола глубинных включений не обнаружено (т.н. MN-10-1710) (рис. 4).



Рис. 3. Главная вершина вулканической постройки Шилийн-Богд 1760 м (снимок из кратера) (а) и фрагмент ее юго-западного кратерного вала (снимок с вершины) (б).

Fig. 3. The main peak of the Shiliin-Bogd volcanic edifice 1760 m (image from the crater) (a) and a fragment of its southwestern crater rim (image from the summit) (b).

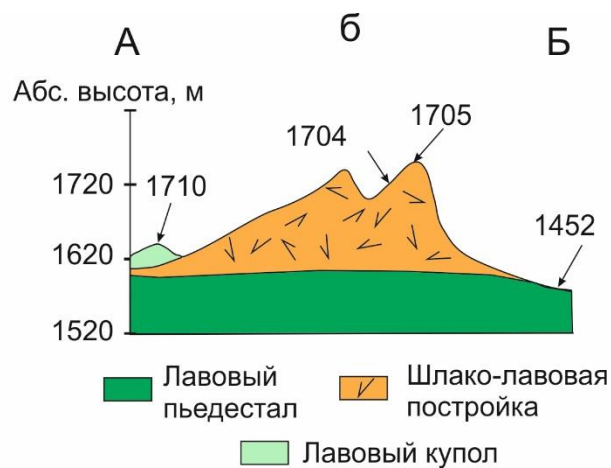


Рис. 4. Точки опробования базальтов и глубинных включений из них на вулкане Шилийн-Богд (а) и профиль АБ через вулканическую постройку (б).

Fig. 4. Sampling points for basalts and deep-seated inclusions from them on the Shiliin-Bogd volcano (a) and the AB profile through the volcanic edifice (b).

На вулкане Ачагийн-Душ (т.н. 107, координаты: $45^{\circ} 26'$ с. ш., $114^{\circ} 32'$ в. д.) (Генштафт, Салтыковский, 1990) в осыпи восточного и юго-восточного склонов и на западном склоне были отмечены глубинные ксенолиты черных и зеленых перидотитов и пироксени-тов с мегакристаллами клинопироксена и анортоклаза. Нами на этом вулкане наблюдалось обнажение красных агглютинатов с включениями перидотитов и мегакристаллов клинопироксена (координаты: $45^{\circ} 26.033'$ с. ш., $114^{\circ} 32.457'$ в. д.). На северо-западном склоне вулканического конуса (т.н. 8520) была отобрана вулканическая порода и глубинные нодулы из нее для аналитических исследований петрогенных и малых элементов (Wiechert et al., 1997). Дополнительные данные по составу глубинных нодул под таким же номером точки наблюдения приведены в работе (Глебовицкий и др., 2007). Кроме того, опубликованы данные еще по трем образцам из этой же постройки (2229, 2237а и 2237б) без конкретного указания их местоположения (Konoova et al., 2002).

Методика аналитических исследований

Аналитические исследования проводились по образцам вулканических пород и глубинных ксенолитов из них, отобранным на вулкане Шилийн-Богд. Петрогенные оксиды определялись классическим методом химического анализа (Сизых, 1985). Микроэлементный состав определялся методом ИСП-МС по методике (Ясныгина и др., 2015) с

измерениями на масс-спектрометре Agilent 7500се.

Состав минералов из глубинных нодул определялся с использованием электронно-зондового микроанализатора Superprobe JXA-8200 фирмы Jeol (Япония). В качестве стандартов использовались природные минералы, аттестованные как лабораторные образцы сравнения в Институте геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, г. Новосибирск: альбит (Na, Al), диопсид (Ca), оливин (Si, Mg, Fe), ортоклаз (K), апатит (Cl, P), F-апатит (F), Mn-гранат (Mn), Cr-шпинель (Cr), ильменит (Ti), шпинель NiFe_2O_4 (Ni), V_2O_5 (V), ZnS (Zn) и BaSO_4 (Ba).

Породы вулканов Шилийн-Богд и Ачагийн-Душ в систематике пород Даригангского поля

Ряд вулканических пород поля Дариганга разделяется по соотношению $\text{La/Yb} - \text{MgO}$ на две ветви: ветвь с высоким La/Yb , имеющим отрицательную корреляцию с содержанием MgO (группа I на рис. 5), и ветвь с умеренным и низким La/Yb , коррелирующимся с содержанием MgO (группы II–IV на рис. 5).

Базальты и шлаки постройки Шилийн-Богд (обр. MN-10-706–MN-10-707) относятся к группе II, базальт купола вулкана (обр. MN-10-710) – к группе III. В базальте вулкана Ачагийн-Душ (Wiechert et al., 1997) определено соотношение: $\text{MgO} = 8.8 \text{ мас.}\%$, $\text{La/Yb} = 13.85$. Точка отклоняется вниз относительно общего даригангского тренда групп II–IV и попадает в группу IV.

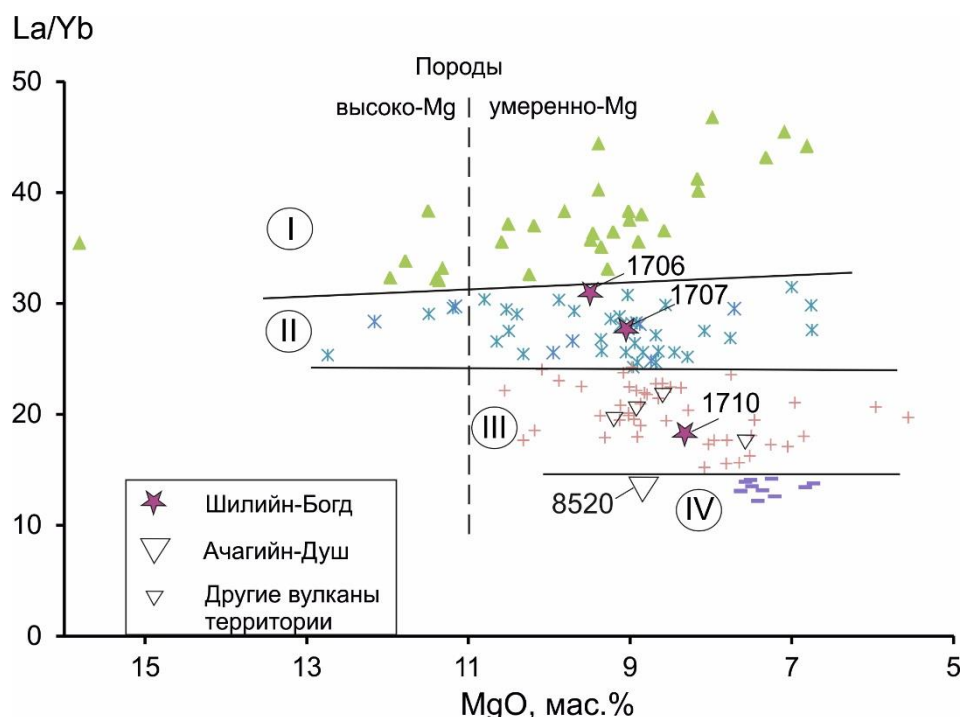


Рис. 5. Положение базальтов вулканов Шилийн-Богд и Ачагийн-Душ на диаграмме La/Yb – MgO вулканических пород поля Дариганга. Группы I–IV обозначают смену источников вулканических пород. В группах I–II содержатся высоко-Mg и умеренно-Mg породы, в группах III–IV – только умеренно-Mg породы (Чувашова и др., 2012).

Fig. 5. Position of the basalts from the Shiliin-Bogd and Achagiin-Dush volcanoes on the La/Yb vs MgO diagram of volcanic rocks from the Dariganga field. Groups I–IV indicate a change in sources of volcanic rocks. Groups I–II contain high-Mg and moderate-Mg rocks, while groups III–IV contain only moderate-Mg rocks (Чувашова и др., 2012).

Группирование перидотитовых ксенолитов из пород вулкана Шилийн-Богд по соотношению легких и тяжелых РЗЭ

Систематика глубинных перидотитовых ксенолитов из базальтов основывается на оценках влияния граната на компонентный состав глубинных пород, поскольку в субширотной высокомагнезиальной вулканической зоне Авгойт-Ула – Сэнджитийн-Ундэр встречаются не только безгранатовые, но и гранатосодержащие глубинные включения (см. рис. 2). Иттербий концентрируется в гранате. В литосферной мантии гранат является неустойчивой минеральной фазой. При снижении давления он распадается в плагиоклаз-шпинелевые симплектиковые агрегаты и удаляется из парагенезиса. Концентрация Yb в породе могла возрасти, если в ней изначально присутствовала фаза граната, и снижаться, если такая фаза изначально отсутствовала. В процессе преобразования пород гранат распадается, но остаются его геохимические следы. По высокой концентрации Yb

в глубинных ксенолитах, испытавших преобразования, обозначается гранатоподобная тенденция. В систематике пород учитывается также их обеднение и обогащение относительно состава общего мантийного компонента (ОМАК).

На диаграмме $(La/Yb)_n - Yb_n$ фигуративные точки пород глубинных ксенолитов из базальтов вулкана Шилийн-Богд образуют лучи, расходящиеся из общего центра: $(La/Yb)_n=1$, $Yb_n=1.6$ (рис. 6а). Фигуративные точки пород распределяются относительно общего состава в три квадранта, начиная от составов, обедненных La. В квадрант I протягивается тренд 1 относительного снижения $(La/Yb)_n$ (обеднения пород) с относительным возрастанием Yb_n (проявление гранатоподобного эффекта). В квадранты II и III от общего состава протягиваются тренды относительного возрастания $(La/Yb)_n$ (обогащения пород) с относительным возрастанием Yb_n (тренды 2а, 2б и 2в проявления гранатоподобного эффекта) и снижением Yb_n (тренд 3 отсутствия гранатоподобного эффекта). В

квадранте IV фигуративные точки глубинных ксенолитов из базальтов вулкана Шилийн-Богд отсутствуют.

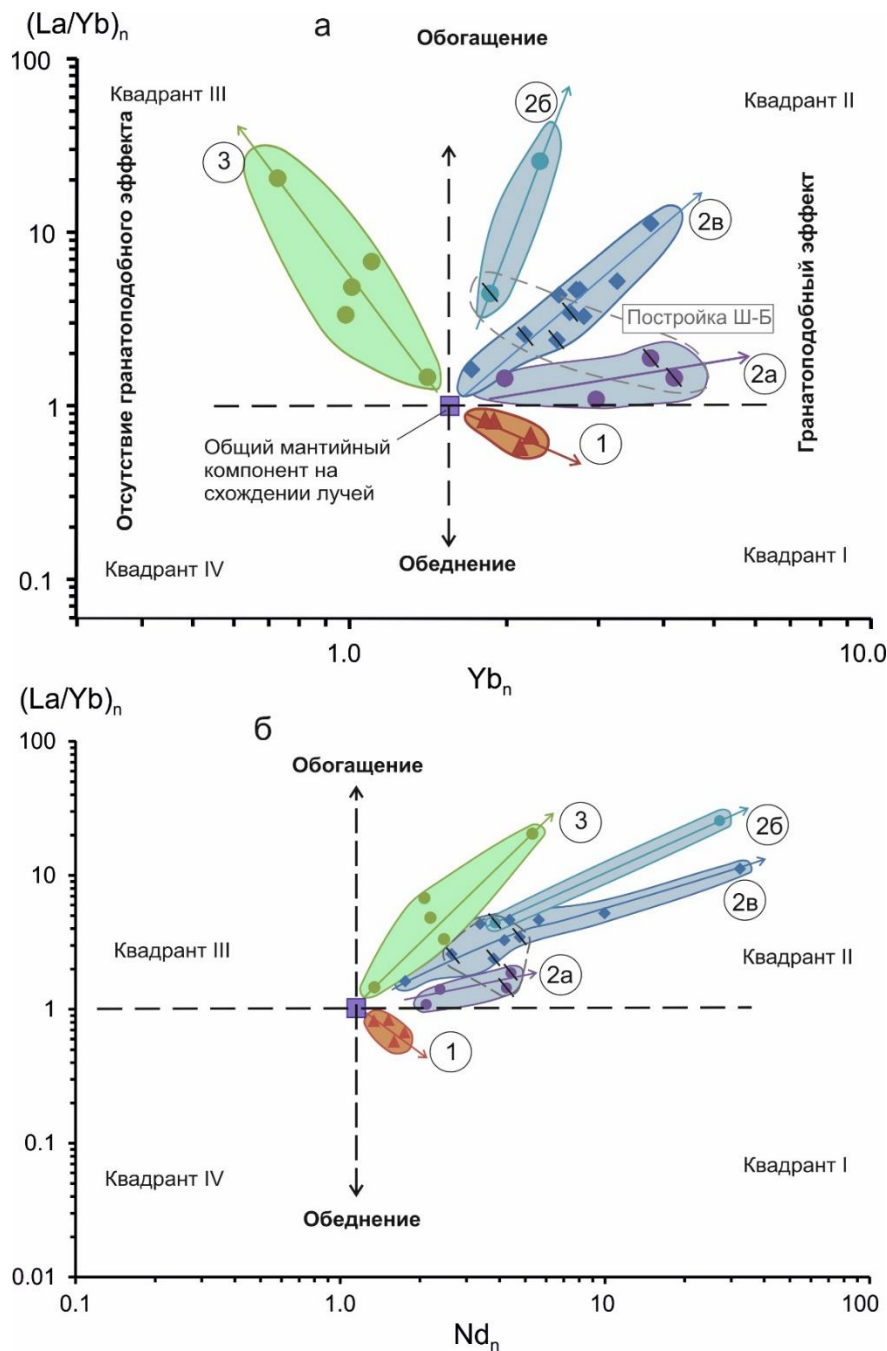


Рис. 6. Диаграммы $(La/Yb)_n - Yb_n$ (a) и $(La/Yb)_n - Nd_n$ (б) глубинных перидотитовых ксенолитов из базальтов вулкана Шилийн-Богд. Цифрами в кружках обозначены тренды точек, исходящие из общего центра. В квадранте II выделяется группа 2 (2a, б, в), разделяющаяся на подгруппы 2a, 2б и 2в. В этом же квадранте штриховой линией выделено фигуративное поле и косой чертой помечены значки шести глубинных ксенолитов, отобранных из шлако-лавовой вулканической постройки (т.н. MN-10-1704, 1707, 1709), значки без косой черты – ксенолиты из базальтового пьедестала вулкана (т.н. MN-09-1452). Для нормирования использован состав хондрита (McDonough, Sun, 1995).

Fig. 6. $(La/Yb)_n$ vs Yb_n (a) and $(La/Yb)_n$ vs Yb_n (b) diagrams of deep-seated peridotite xenoliths from basalts of the Shiliin-Bogd volcano. Numbers in circles indicate the trends of data points starting from the common center. Stands out in quadrant II is group 2 (2a,b,c), which is divided into subgroups 2a, 2b, and 2c. In the same quadrant, a data field is marked with a dashed line and the symbols of six deep-seated xenoliths selected from the slag-lava volcanic edifice (sites MN-10-1704, 1707, 1709) are marked with a slash; the symbols without a slash are xenoliths from a basalt pedestal volcano (site MN-09-1452). For normalization, the chondrite composition is used after (McDonough and Sun, 1995).

В квадрантах I и II находятся породы с повышенной концентрацией Yb, в квадранте III – породы с его пониженной концентрацией. Соответственно, породы тренда 1a интерпретируются как результат смешения общего компонента с обедненным компонентом, отражающим проявление гранатоподобного эффекта, а тренд 3 – как свидетельство смешения общего компонента с обогащенным компонентом преобразованного безгранатового субстрата. Тренды квадранта II (2a, 2б и 2в) характеризуют смешение общего компонента с обогащенным материалом, в котором проявлен гранатоподобный эффект.

В квадрантах I и III представлено приблизительно одинаковое количество образцов шилийнбогских ксенолитов из базальтового пьедестала, что может свидетельствовать о равнозначности проявления обогащенных и обедненных (комплементарных между собой) групп пород этих квадрантов в области источника ксенолитов. Преобладание точек в квадранте II (при отсутствии в комплементарном квадранте IV) характеризует главную составляющую пород области источника ксеногенного материала в базальтовом пьедестале и шлако-базальтовой постройке вулкана.

На диаграмме $(La/Yb)_n$ – Nd_n фигуративные точки пород глубинных ксенолитов из

базальтов вулкана Шилийн-Богд также разделяются на тренды. В общей точке $(La/Yb)_n = 1$, $Nd_n = 1.1$ отчетливо сходятся между собой тренды групп 1 и 3. Тренд группы 3 приобретает наклон, свойственный трендам квадранта II (рис. 6б).

Все проанализированные образцы из шлако-лавовой вулканической постройки (т.н. MN-10-1704, 1707, 1709) (см. рис. 3) относятся к трендам квадранта II панели а. Если рассматривать только глубинные включения из вулканической постройки, каких-либо трендов не получается. Тренды, сходящиеся в общие центры на обеих диаграммах, характеризуют область источника ксеногенного материала, захваченного базальтовыми расплавами пьедестала вулкана Шилийн-Богд.

На диаграмме Mg/Si – Al/Si (рис. 7) точки глубинных ксенолитов из пьедестала вулкана Шилийн-Богд образуют тренд от первичного состава силикатной Земли с возрастанием отношения Mg/Si и снижением отношения Al/Si . Такой тренд предполагает образование реститов, в которых спектры РЗЭ должны меняться от близких хондритовому до обедненным легкими РЗЭ. Однако породы ксенолитов с повышенными Mg/Si и пониженными Al/Si не только обеднены легкими РЗЭ, но и обогащены ими.

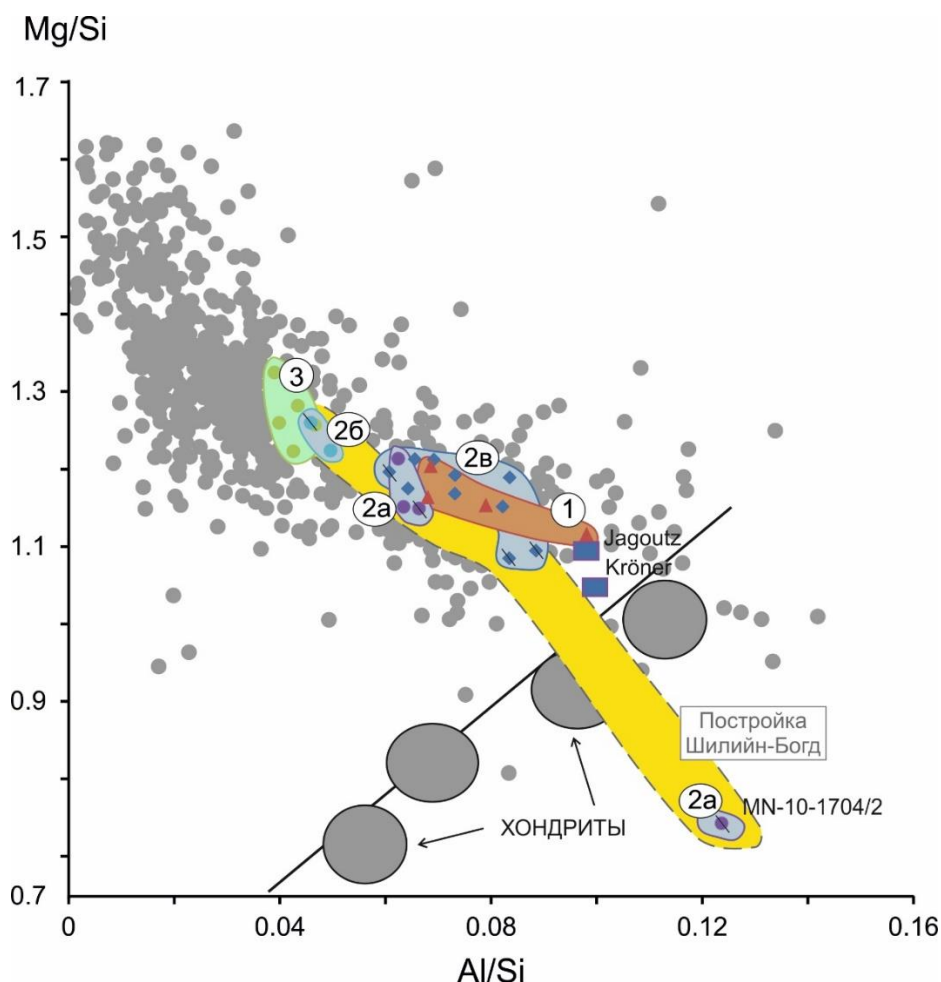


Рис. 7. Диаграмма $Mg/Si - Al/Si$ глубинных ксенолитов из базальтов вулкана Шилийн-Богд. Условные обозн. см. на рис. 6. Прямоугольниками показаны оценки состава первичной силикатной мантии Земли (Jagoutz et al., 1979; Крёнер и др., 1987), малыми серыми кружками – составы ксенолитов из вулканических пород и кимберлитов Мира (Pearson et al., 2014). Ксенолиты из базальтов вулкана Шилийн-Богд находятся в наименее деплетированной части этого тренда.

Fig. 7. Mg/Si vs Al/Si diagram for deep-seated xenoliths from basalts of the Shiliin-Bogd volcano. Symbols are as in Fig. 6. Rectangles indicate estimates of the composition for the primary silicate mantle of the Earth (Jagoutz et al., 1979; Крёнер и др., 1987), small gray circles show compositions of xenoliths from volcanic rocks and kimberlites of the world (Pearson et al., 2014). Xenoliths from the basalts of the Shiliin-Bogd volcano are in the least depleted part of the trend.

В соотношении петрогенных элементов (рис. 7) отчетливо сохраняется группирование фигуративных точек, выявленное по РЗЭ (см. рис. 6), но без лучевого распределения относительно состава первичной силикатной мантии Земли. Точки пород группы 1 (с обедненным составом РЗЭ) слабо смещены от первичного состава мантии. Точки пород группы 3 (с обогащенным составом РЗЭ) смещены дальше по тренду деплетирования. Следовательно, породы группы 1 содержат компонент рестита, слабо истощенного частичным плавлением первичного состава силикатной Земли, а породы группы 3 – более истощенный реститовый компонент. Первый

из них не был обогащен, второй – претерпел вторичное обогащение легкими РЗЭ.

На диаграмме $Mg/Si - Al/Si$ породы подгруппы 2б близки породам группы 3. Эти породы содержат компонент сильно истощенного рестита. Породы подгрупп 2а и 2в смещены ближе к первичному составу силикатной Земли и, следовательно, были производными менее истощенного рестита.

Проанализированные образцы ксенолитов из шлако-лавовой вулканической постройки (т.н. MN-10-1704, 1707, 1709) образуют на 39-диаграмме $Mg/Si - Al/Si$ тренд, в целом не совпадающий с трендом ксенолитов пьедестала вулкана (т.н. MN-09-1452). При

высоких значениях Mg/Si и низких Al/Si этот тренд сходится с трендом ксенолитов пьедестала вулкана, а при повышенных значениях Mg/Si и низких Al/Si – расходится. Обр. MN-10-1704/2 заметно отличается высокими значениями Mg/Si и низкими Al/Si от двух других образцов подгруппы 2а, хотя по микроэлементам эти породы относятся к одной подгруппе.

Гранатоподобный геохимический облик пород ксенолитов из базальтов вулкана Шилийн-Богд получается на диаграмме $Sc - Y$ (рис. 8). Поведение Sc и Y в породах группы 2а,б,в отличается от их поведения в породах групп 1 и 3, поскольку оба компонента, подобно Yb , концентрируются в гранате. В двух образцах реститов подгруппы 2б содержания

Sc и Y существенно различаются между собой. Концентрации Sc и Y в породах подгруппы 2а возрастают относительно пород подгруппы 2в, что может быть следствием обогащения пород флюидным компонентом, равновесным с гранатом. Повышенная концентрация Sc определена при сравнительно узком диапазоне Y в пяти из шести ксенолитов, отобранных из шлако-лавовой постройки, и только в четырех ксенолитах из девятнадцати, вовлеченных в работу из ее пьедестала. Концентрации Sc и Y в породах группы 3 снижаются относительно пород группы 1, что может быть следствием истощения этими компонентами реститов группы 3 без последующего обогащения ими.

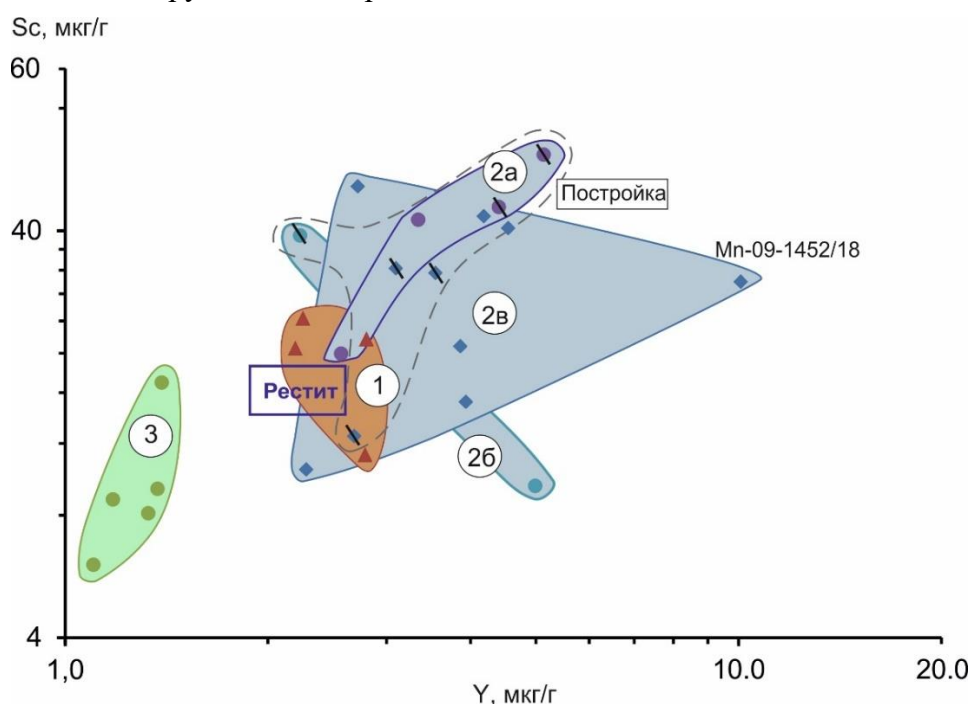


Рис. 8. Диаграмма $Sc - Y$ глубинных перидотитовых ксенолитов из базальтов вулкана Шилийн-Богд. Условные обозн. см. на рис. 6. Косой чертой помечены значки шести ксенолитов, отобранных из шлако-лавовой вулканической постройки (т.н. MN-10-1704, 1707, 1709), значки без косой черты – ксенолиты из базальтов пьедестала (т.н. MN-09-1452). Показано приблизительное положение состава рестита до его преобразования метасоматическими флюидами.

Fig. 8. Sc vs Y diagram for deep-seated peridotite xenoliths from basalts of the Shiliin-Bogd volcano. Symbols are as in Fig. 6. The slash marks symbols of six xenoliths taken from the cinder-lava volcanic edifice (sites MN-10-1704, 1707, 1709); those without a slash – xenoliths from basalts of the pedestal (site MN-09-1452). The approximate position of a restite composition before its transformation by metasomatic fluids is shown.

Петрографическая характеристика пород глубинных ксенолитов

Шпинелевые перидотиты всех трех групп ксенолитов – крупнозернистые породы,

сложенные в основном изометричными зернами оливина. Другие минеральные фазы (ортопироксен, клинопироксен, шпинель), тонкозернистые минеральные агрегаты, оливин и шпинель второй генерации (шпинель-2) занимают интерстиции между крупными зернами оливина. Ортопироксен в

соизмеримых с крупными оливинами зернах имеют давленный облик. В нем развивается тонкая трещиноватость, подчеркивающая границы давленных зерен этого минерала на фоне недеформированных оливиновых зерен. Клинопироксен и шпинель имеет спорадическое распределение. Содержание этих минералов варьируется от единичных зерен до 10 % и более.

В породах группы 1 (реститах) давленные зерна ортопироксена часто вытянуты вдоль границ зерен оливина (рис. 9а, б). Отмечается их пластинчатое угасание (рис. 9в). В скрещенных николях, при почти полном угасании, на черном фоне в ортопироксенах наблюдаются серые пятна (рис. 9г). Часть зерен ортопироксена не имеет признаков деформаций (рис. 9г). Мелкие зерна клинопироксена и шпинели в породах этой группы рассеяны в оливин-ортопироксеновой матрице. Тонкозернистые минеральные агрегаты с включениями шпинели-2 пронизывают всю

основную массу породы. Шпинель-2 принимает причудливую форму, занимая межзерновое пространство. Обособления шпинели-2 переходят в тонкозернистые оливин-полевошпатовые агрегаты. Приуроченность этих образований к краям ортопироксеновых зерен (рис. 9а,в) свидетельствует об образовании тонкозернистых минеральных агрегатов в результате инконгруэнтного плавления ортопироксена. Обычно такой процесс развивается на контакте ортопироксена с базальтовым расплавом, но в данном случае тонкие минеральные агрегаты распространяются по всей массе породы глубинного включения. Наблюдается серийная размерность оливиновых и ортопироксеновых зерен. На фоне крупных (1.5–2.0 мм) зерен основной массы обособляются более мелкие зерна (0.3–1.0 мм) и в центре обособленной группы находится минеральный агрегат и шпинель-2 (рис. 9а).

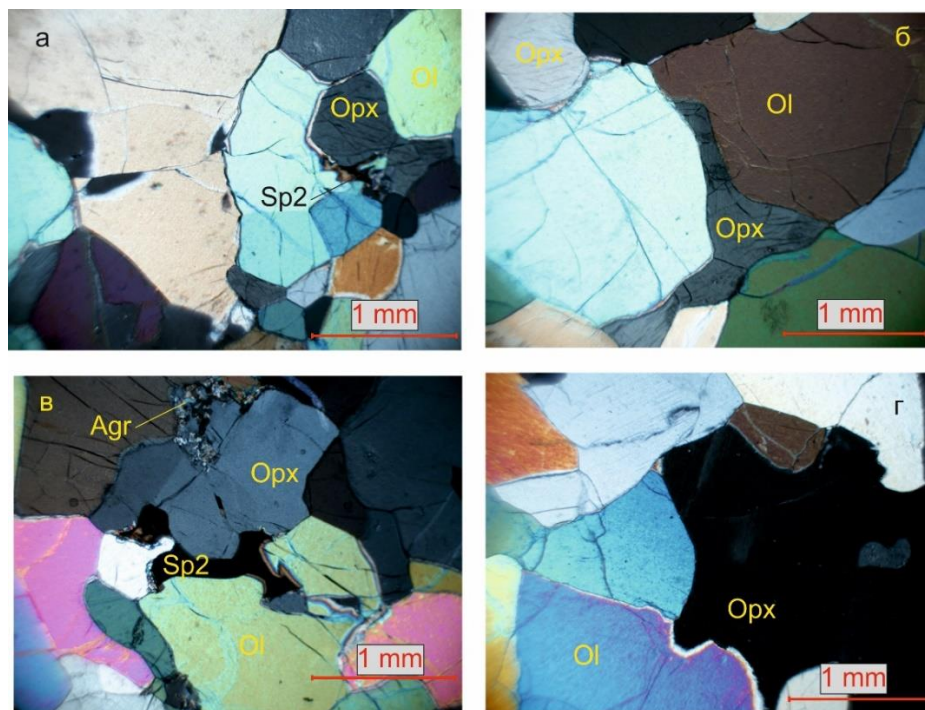


Рис. 9. Фотографии фрагментов шлифа обр. MN-09-1452/5 (группа 1) (объяснения в тексте). Обозначения: Ol– оливин, Opx– ортопироксен, Agr– межзерновой оливин-полевошпатовый агрегат, Sp2– шпинель второй генерации, связанная с кристаллизацией межзернового мезостаза. Николи скрещены.

Fig. 9. Photographs of fragments of a thin section of sample MN-09-1452/5 (group 1) (explanations in the text). Designations: Ol– olivine, Opx– orthopyroxene, Agr– intergranular olivine-feldspar aggregate, Sp2– spinel of the second generation associated with the crystallization of intergranular mesostasis. Nicols are crossed.

В породах группы 2 (вторично обогащенных реститах с гранатоподобной геохимической спецификой) деформированы все зерна ортопироксена. Наблюдается их деформация,

направленная со стороны новообразованных мелких зерен оливина (рис. 10а), которые на контакте с ортопироксеном приобретают совершенную кристаллографическую огранку

(рис. 10б). В преимущественно оливиновой породе встречаются скопления зерен ортопироксена, зубчатые границы которых трассируются оливин-полевошпатовыми агрегатами, включающими шпинель-2. Агрегаты со шпинелью-2 местами переходят в трещины, заполненные полевым шпатом

(плагиоклазом). Такой переход наблюдается в шлифе обр. MN-10-1704/2 из вулканической постройки (подгруппа 2а) (рис. 10г). В шлифе обр. MN-09-1452/13 (подгруппа 2в) имеется изогнутая трещина с прямыми ограничениями, заполненная полевым шпатом (плагиоклазом) (рис. 10в).

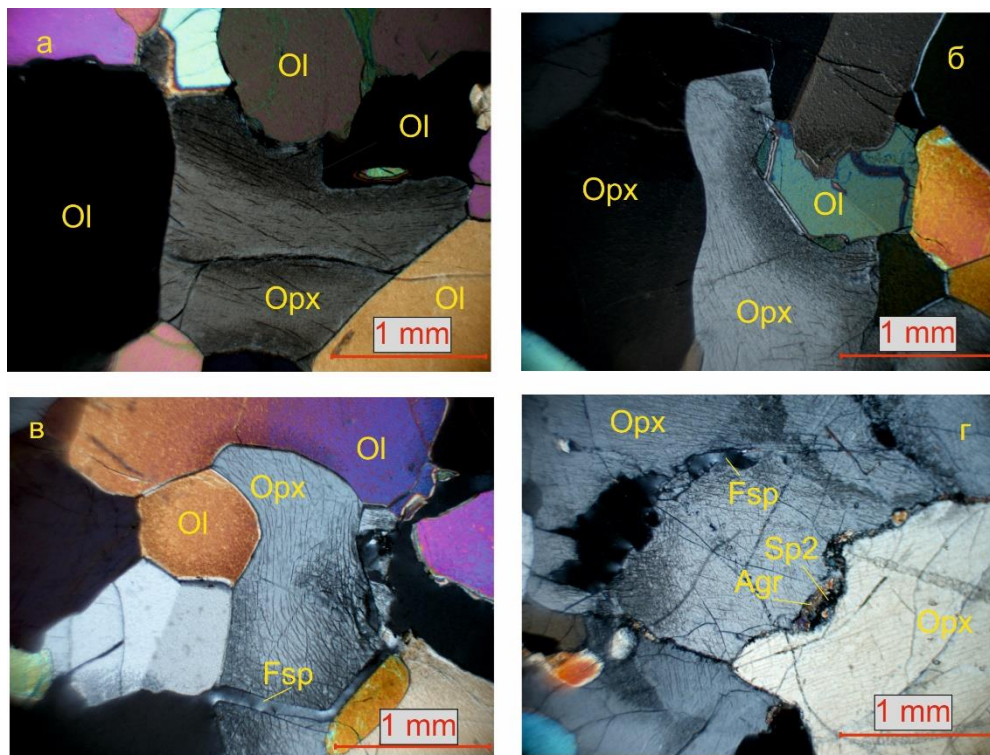


Рис. 10. Фотографии фрагментов шлифов обр. MN-09-1452/13 (подгруппа 2в) (а–в) и обр. MN-10-1704/2 (подгруппа 2а, вулканическая постройка) (г) (объяснения в тексте). Обозначения см. на рис. 9. Дополнительное обозначение: Fsp– полевой шпат.

Fig. 10. Photographs of fragments of a thin section of sample MN-09-1452/13 (subgroup 2c) (а–в) and sample MN-10-1704/2 (subgroup 2a, volcanic edifice) (г) (explanations in the text). Designations are as in Fig. 9. Additional designation: Fsp– feldspar.

В шлифе породы группы 3 (вторично обогащенном рестите с безгранатовой геохимической характеристикой) наблюдаются вторичные изменения, подобные изменениям в породах групп 1 и 2. Крупное (3 мм) зерно шпинели первой генерации (шпинель-1) изменено. В проходящем свете в шпинели видны параллельные пластинки непрозрачного рудного минерала. Зерно ортопироксена замещается агрегатом мелких оливиновых зерен, объединяющихся в единое зерно амёбовидной формы (рис. 11а). Тонкозернистые

агрегаты со шпинелью-2 образуются не только на границах ортопироксеновых зерен, но и в стыках зерен оливина (рис. 11б). При больших увеличениях видна одинаковая ориентировка оптической индикатрисы оливиновых фрагментов (выступов амёбовидного оливинового зерна). Наблюдаются индивидуализированные кристаллы полевого шпата (рис. 11в). Тонкозернистый агрегат развивается по изъеденной границе между крупными оливиновыми зёрнами (рис. 11г).

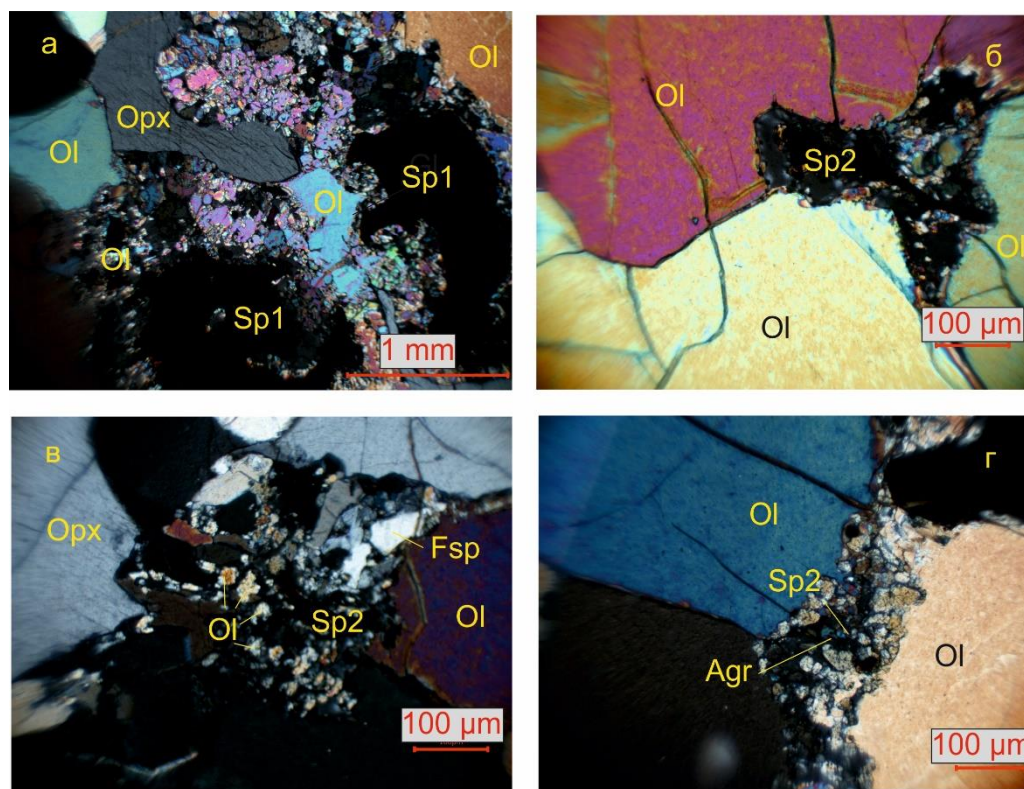


Рис. 11. Фотографии фрагментов шлифа обр. MN-09-1452/11 (группа 3). Обозначения см. на рис. 9. Дополнительное обозначение: Sp1– крупное (3 мм) измененное зерно шпинели первой генерации (объяснения в тексте).

Fig. 11. Photographs of fragments of a thin section of sample MN-09-1452/11 (group 3). Designations are as in Fig. 9. Additional designation: Sp1– large (3 mm) modified spinel grain of the first generation (explanations in the text).

Сопоставление состава глубинных ксенолитов из базальтов вулканов Шилийн-Богд и Ачагийн- Душ

Глубинные нодулы из точки опробования 8520 вулканического конуса Ачагийн-Душ (Wiechert et al., 1997; Глебовицкий и др., 2007) на диаграмме $(La/Yb)_n - Yb_n$ (рис. 12а) отчетливо подразделяются на две контрастные группы пород обедненного и обогащенного состава. Точки распределяются главным образом в квадранты I и III. В квадрантах II и IV находится только по две фигуративные точки глубинных ксенолитов из конуса Ачагийн-Душ, которые могут рассматриваться как аномальные (например, жила ксенолита (обр. 8520-5v) постройки Ачагийн-Душ).

На диаграмме $(La/Yb)_n - Nd_n$ (рис. 12б) все обогащенные породы ксенолитов находятся в квадранте II. Глубинные породы из пирокластики конуса Ачагийн-Душ отличаются от глубинных пород из лавового пьедестала

вулкана Шилийн-Богд тем, что не образуют тренда к общему мантийному компоненту и сопоставляются в этом отношении с глубинными породами из пирокластической постройки вулкана Шилийн-Богд (также не образующих тренда, но имеющих пониженное значение $(La/Yb)_n$). Обедненные породы ксенолитов из пирокластики конуса Ачагийн-Душ, в отличие от обедненных пород из лавового пьедестала вулкана Шилийн-Богд, не обнаруживают тренда смещения с общим компонентом и распределяются в квадранты I и IV.

На диаграмме $Mg/Si - Al/Si$ (рис. 13) фигуративное поле обедненных пород вулкана Ачагийн-Душ ($(La/Yb)_n < 1$) соответствует реститам, близким по составу к первичной силикатной мантии Земли со слабым возрастанием Mg/Si и снижением Al/Si . Фигуративное поле обогащенных пород (высокое $(La/Yb)_n$) (см. рис. 12) на диаграмме $Mg/Si - Al/Si$ (рис. 13) продолжает реститовый тренд с дальнейшим возрастанием Mg/Si и снижением Al/Si . Следовательно, по петрогенным оксидам в обогащенных

ачагийндушских ксенолитах группы 3а,б рестиговая тенденция проявлена сильнее, чем в ксенолитах групп 1а,б. Обогащенный состав жилы ксенолита (обр. 8520-5v) постройки Ачагийн-Душ отличается от других

ачагийндушских обогащенных пород высоким Al/Si и расходится по повышенному Mg/Si с подобным обогащенным составом ксенолита подгруппы 2а (обр. MN-10-1704/2) постройки Шилийн-Богд.

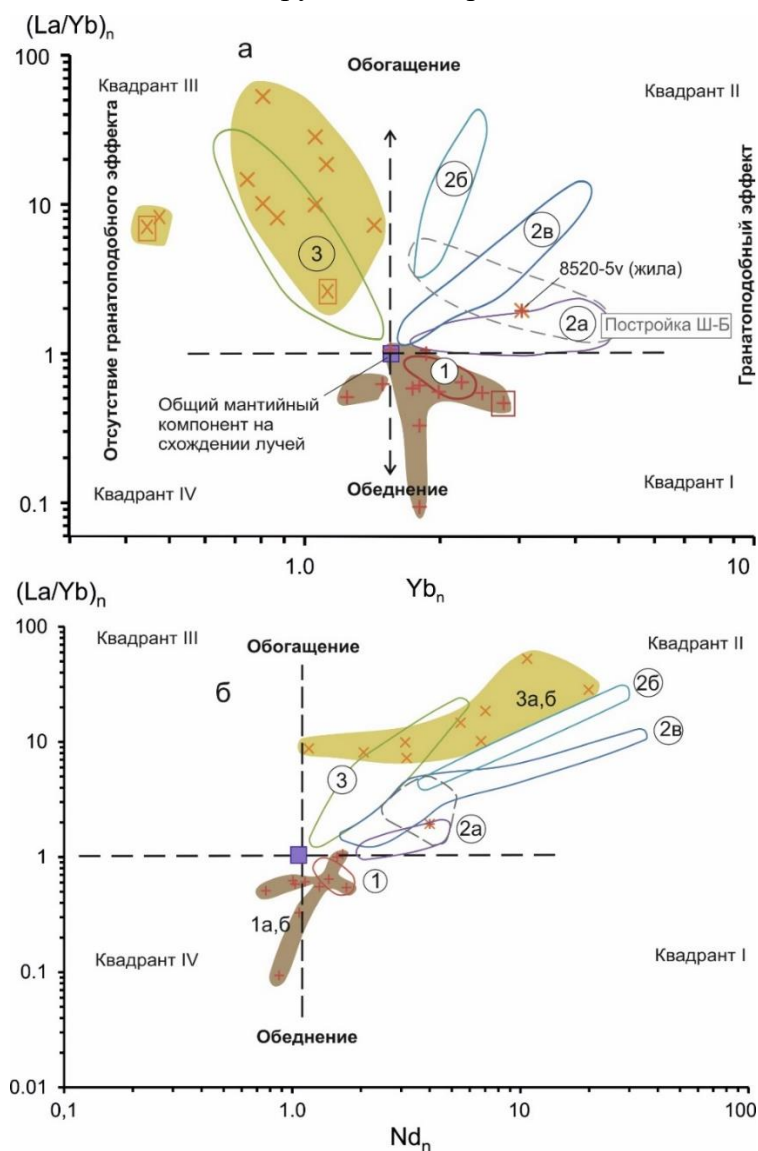


Рис. 12. Диаграммы $(La/Yb)_n - Yb_n$ (a) и $(La/Yb)_n - Yb_n$ (б) глубинных ксенолитов из базальтов вулкана Ачагийн-Душ в сопоставлении с глубинными ксенолитами из базальтов вулкана Шилийн-Богд. Данные по точке наблюдения (т.н.) 8520 (Wiechert et al., 1997; Глебовицкий и др., 2007). Прямоугольниками выделены три образца, отобранные отдельно и проанализированные в работе (Копопова и др., 2002). Для сопоставления показаны фигуративные поля 1, 2а,б,в и 3 глубинных нодулей из базальтов вулкана Шилийн-Богд и исходный состав на схождение лучей рис. 6. В квадранте I обозначены тренды 1а и 1б группы 1а,б, в квадранте III – тренд 3а–3б группы 3а,б. Обр. 8520-5v (жила) имеет аномальный состав и показан отдельно от групп 1а,б и 3а,б. Для нормирования использован состав хондрита (McDonough, Sun, 1995).

Fig. 12. $(La/Yb)_n$ vs Yb_n (a) and $(La/Yb)_n$ vs Yb_n (b) diagrams of deep-seated xenoliths from basalts of the Achagiin-Dush volcano compared with those from basalts of the Shiliin-Bogd volcano. Data for observation site 8520 (Wiechert et al., 1997; Глебовицкий и др., 2007). Rectangles indicate three samples taken separately and analyzed in (Kononova et al., 2002). For comparison, data fields 1, 2a,b,c and 3 of deep-seated nodules from basalts of the Shiliin-Bogd volcano and the initial composition at the convergence of trends from Fig. 6 are shown. In quadrant I, trends 1a and 1b of group 1a,b are indicated, in quadrant III, trend 3a–3b of group 3a,b. A sample 8520-5v (vein) of an anomalous composition is shown separately from groups 1a,b and 3a,b. For normalization, the chondrite composition is used after (McDonough and Sun, 1995).

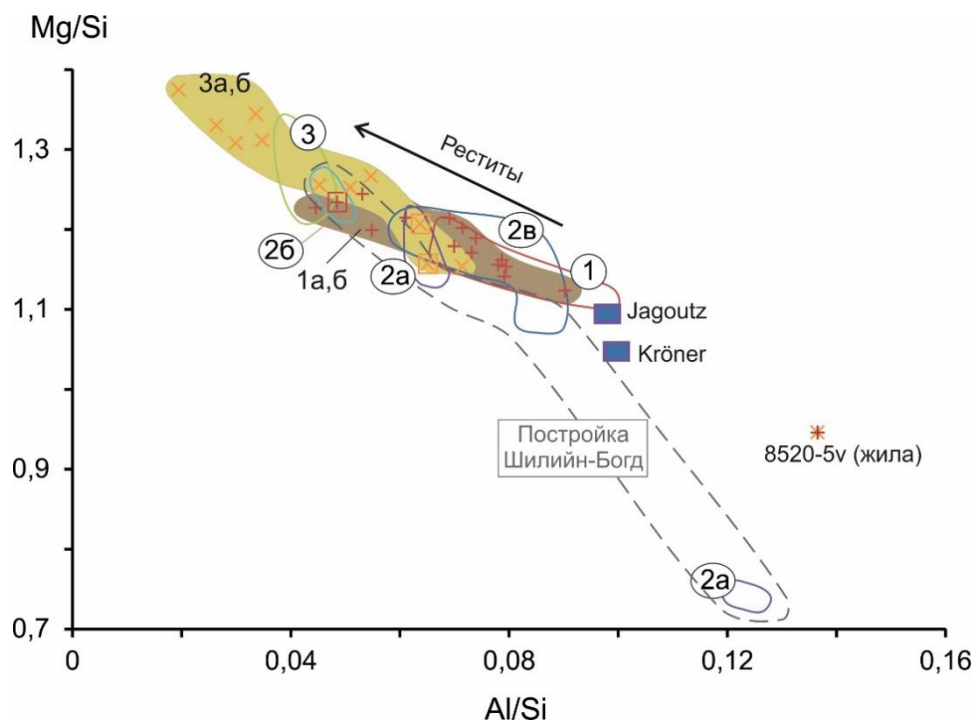


Рис. 13. Диаграмма $Mg/Si - Al/Si$ глубинных ксенолитов из базальтов вулкана Ачагийн-Душ в сопоставлении с глубинными ксенолитами из базальтов вулкана Шилийн-Богд. Условные обозн. см. на рис. 12. Для сопоставления приведены контуры фигуративных полей ксенолитов групп 1–3 из базальтов вулкана Шилийн-Богд и оценки состава первичной мантии Земли (рис. 7).

Fig. 13. Diagram of $Mg/Si - Al/Si$ for deep-seated xenoliths from basalts of the Achagiin-Dush volcano compared with those from basalts of the Shiliin-Bogd volcano. Symbols are as in Fig. 12. For comparison, the contours of the data fields of xenoliths of groups 1–3 from basalts of the Shiliin-Bogd volcano and estimates of the composition of the Earth's primordial mantle from Fig. 7 are shown.

Группа из шести образцов, отобранных на вулкане Ачагийн-Душ А.Я. Салтыковским и Ю.С. Геншафтом (1984, 1985), сопоставляется на диаграмме $Mg/Si - Al/Si$ (рис. 13) с обедненными породами группы 1a,b, смещенными к составу первичной мантии. Один из трех образцов, проанализированных В.А. Кононовой и др. (Kononova et al., 2002), характеризует на диаграмме $(La/Yb)_n - Yb_n$ конечный состав тренда 1a в квадранте I (обр. 2229, черный лерцолит), другой (обр. 2237б, черный лерцолит) – состав в квадранте III, третий (обр. 2237а, зеленый лерцолит) – промежуточный состав в квадранте II.

На диаграмме $Sc - Y$ фигуративное поле обедненных пород группы 1a,b глубинных ксенолитов конуса Ачагийн-Душ перекрывается с фигуративным полем обедненных пород группы 1 глубинных ксенолитов из базальтов пьедестала вулкана Шилийн-Богд. Подгруппы обогащенных пород глубинных ксенолитов 3a,b конуса Ачагийн-Душ характеризуются пониженной концентрацией Sc при широких вариациях Y . С группой 3 обогащенных пород ксенолитов пьедестала вулкана Шилийн-Богд сопоставляются только самые низкоиттриевые ксенолиты группы 3a,b из пород конуса Ачагийн-Душ (рис. 14).

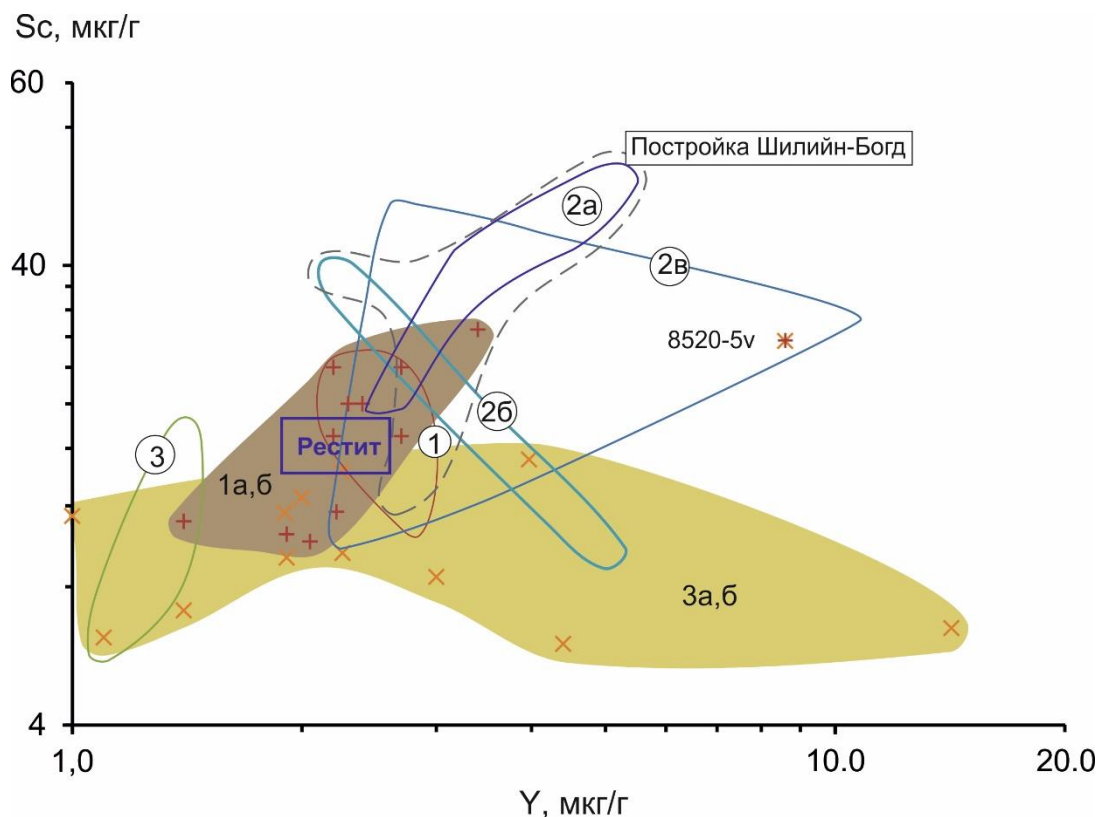


Рис. 14. Диаграмма Sc – Y глубинных перидотитовых ксенолитов из базальтов вулкана Ачагийн-Душ в сопоставлении с глубинными ксенолитами из базальтов вулкана Шилийн-Богд. Условные обозн. см. на рис. 12. Для сопоставления показаны контуры фигуративных полей ксенолитов групп 1–3 из базальтов вулкана Шилийн-Богд и приблизительное положение пород рестита до его преобразования метасоматическими процессами (см. рис. 8).

Fig. 14. Sc–Y diagram of deep-seated peridotite xenoliths from basalts of the Achagiin-Dush volcano compared with those from basalts of the Shiliin-Bogd volcano. Symbols are as in Fig. 12. For comparison, the contours of the data fields of xenoliths of groups 1–3 from basalts of the Shiliin-Bogd volcano and the approximate position of the restite rocks before its transformation by metasomatic processes are shown (see Fig. 8).

Соотношение Th/Yb – Nb/Yb в глубинных перидотитах

На этой диаграмме фигуративные точки глубинных ксенолитов обедненных пород группы 1 из базальтов вулкана Шилийн-Богд рассеяны около тренда OIB+MORB, вдоль которого распределяются точки глубинных включений шпинелевых и гранатовых перидотитов из вулканических пород Витимского вулканического поля (рис. 15а). Три фигуративные точки обедненных глубинных пород группы 1а,б с вулкана Ачагийн-Душ попадают в фигуративное поле глубинных пород с вулкана Шилийн-Богд. Большинство точек

этой группы образует прямые тренды 1а и 1б, сходящиеся между собой в точке общего компонента ОК(1а,б), который имеет предельно низкие отношения Th/Yb и Nb/Yb . Тренд 1а протягивается параллельно оси абсцисс ($Th/Yb = \text{const}$), тренд 1б – параллельно тренду OIB+MORB. Группа 1 обедненных глубинных пород с вулкана Шилийн-Богд находится во входящем углу между трендами 1а и 1б (рис. 15б).

Фигуративное поле точек ксенолитов обогащенных пород групп 2а,б,в и 3 из базальтов вулкана Шилийн-Богд смещены выше тренда OIB+MORB и перекрывается фигуративным полем точек ксенолитов обогащенных пород группы 3а,б из пород вулкана Ачагийн-Душ.

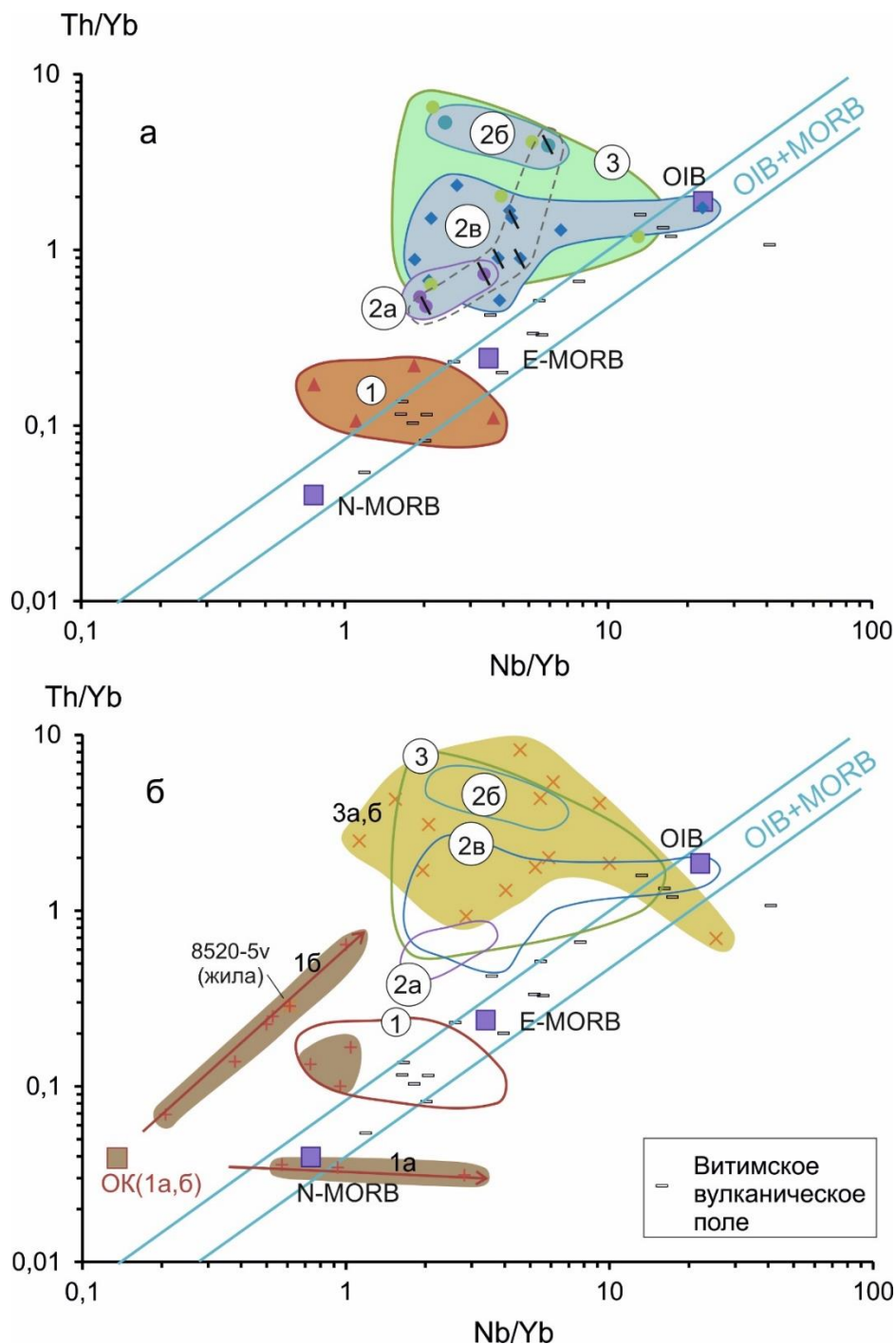


Рис. 15. Диаграмма Th/Yb – Nb/Yb для глубинных перидотитов из базальтов вулканов Шилийн-Богд (a) и Ачагийн-Душ (б). Условные обозн. см. рис. 12. ОК(1a,б) – общий компонент сходящихся трендами 1a и 1б глубинных пород вулкана Ачагийн-Душ. Для сравнения показаны тренд OIB+MORB соответствующих составов (McDonough, Sun, 1995) и поле фигуративных точек глубинных включений из пород Витимского вулканического поля на этом тренде по данным из работ (Ionov et al., 2005; Глебовицкий и др., 2007).

Fig. 15. Th/Yb vs Nb/Yb diagram for deep-seated peridotites from basalts of Shiliin-Bogd (a) and Achagiin-Dush (b) volcanoes. Symbols are as in Fig. 12. ОК(1a,б) is the common component of converging trends 1a and 1b of deep-seated rocks from the Achagiin-Dush volcano. Shown for comparison are the OIB+MORB trend of respective compositions (McDonough and Sun, 1995) and the field of data points of deep-seated inclusions from rocks of the Vitim volcanic field corresponded to this trend (data from (Ionov et al., 2005; Glebovitsky et al., 2007)).

Оценка РТ-параметров глубинных перидотитов

РТ-параметры выделенных групп перидотитовых ксенолитов из базальтов вулканов Шилийн-Богд и Ачагийн-Душ рассчитаны по клинопироксеновому термометру и барометру (Ashchepkov et al., 2010, 2017). Точки пород групп 1 и 2 из базальтов пьедестала вулкана Шилийн-Богд образуют РТ-тренд, подобный тренду геотермы пород глубинных включений из вулканических пород

Витимского вулканического поля с отклонением от этого тренда (чуть выше кондуктивной геотермы 70 мВт/м²) точек группы 3 глубинных включений пьедестала этого вулкана (рис. 15а). Подобным образом, точки пород группы 1а,б из базальтов вулкана Ачагийн-Душ выстраиваются вдоль геотермы пород глубинных включений из вулканических пород Витимского вулканического поля, тогда как точки пород группы 3а,б отклоняются от этого тренда и располагаются вдоль кондуктивной геотермы 70 мВт/м² (рис. 16б).

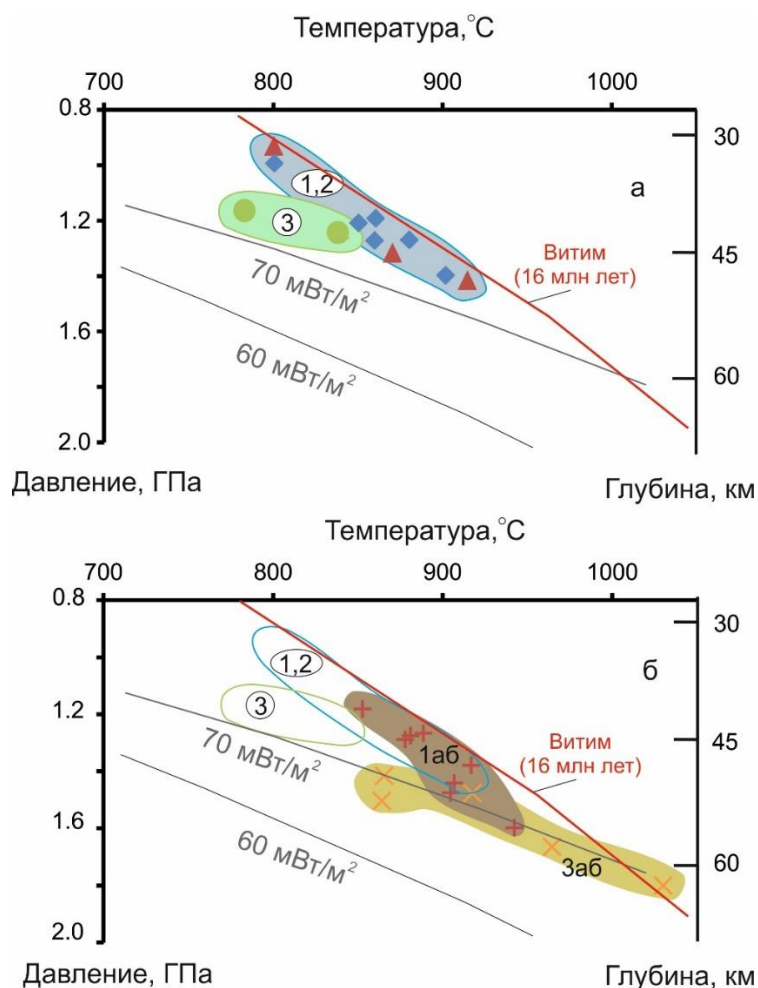


Рис. 16. РТ-параметры глубинных ксенолитов из базальтов вулкана Шилийн-Богд (а) и Ачагийн-Душ (б). Расчет выполнен по клинопироксеновому термометру и барометру (Ashchepkov et al., 2010, 2017). Условные обозначения групп см. на рис. 6 и 12. На панели а использованы новые неопубликованные данные авторов, на панели б – данные из работ (Wiechert et al., 1997; Kononova et al., 2002; Глебовицкий и др., 2007). Положение геотермы глубинных включений из пикробазальтов и Mg-базанитов Витимского вулканического поля из работ (Ionov et al., 2005; Ashchepkov et al., 2017).

Fig. 16. PT parameters of deep-seated xenoliths from basalts of the Shiliin-Bogd (a) and Achagiin-Dush (b) volcanoes. Calculation was performed using a clinopyroxene thermometer and barometer (Ashchepkov et al., 2010, 2017). Symbols of groups are from Figs 6 and 12. New unpublished data of the authors are used in panel a, and data from (Wiechert et al., 1997; Kononova et al., 2002; Glebovitsky et al., 2007) are used in panel b. The position of the geotherm of deep-seated inclusions from picrobasalts and Mg-basanites of the Vitim volcanic field is from (Ionov et al., 2005; Ashchepkov et al., 2017).

Точки пород ксенолитов группы 1 из базальтов вулкана Шилийн-Богд частично перекрываются с точками пород ксенолитов группы 1а,б из базальтов вулкана Ачагийн-Душ, тогда как точки пород ксенолитов группы 3 из базальтов вулкана Шилийн-Богд явно смещены ниже точек пород ксенолитов группы 3а,б из базальтов вулкана Ачагийн-Душ.

В глубинных включениях из базальтов обоих вулканов гранат отсутствует. По оценкам (Салтыковский, Геншафт, 1984) равновесие гранат-шпинелевых перидотитов из базальтов вулкана Майхант соответствует давлению 2.2 ГПа и температуре 1050 °С. Точка такого гранатового парагенезиса опускается ниже кондуктивной геотермы пород группы 3а,б из базальтов Ачагийн-Душ и вписывается в конвективную геотерму рис. 16б.

Обсуждение

Глубинные породы могли образоваться под вулканами Шилийн-Богд и Ачагийн-Душ во время становления литосферы в гадейском магматическом океане и подвергаться преобразованиям в течение всей геологической истории Земли вплоть до кайнозоя, когда выплавлялись и извергались базальтовые расплавы, выносившие глубинные нодулы на земную поверхность. Точки перидотитовых ксенолитов находятся в реститовом поле диаграммы $Mg/Si - Al/Si$, но на диаграммах РЗЭ они группируются вокруг общего мантийного компонента (ОМАК). Закономерно появляется вопрос – может ли ОМАК представлять собой компонент первичной (первородной) силикатной мантии? Чтобы выяснить природу установленных фактов, мы рассмотрим роль компонентов протомантии в источниках базальтов новейшего геодинамического этапа, происхождение общего мантийного компонента в глубинных перидотитовых ксенолитах, последовательность преобразования глубинных пород под вулканом Шилийн-Богд и, наконец, сходства и различия глубины, состава и условий проявления перидотитов из области ксеногенного материала под вулканами Шилийн-Богд и Ачагийн-Душ.

Роль компонентов протомантии в источниках базальтов новейшего геодинамического этапа

Новейший геодинамический этап Азии характеризуется вулканизмом, отражающим эволюцию Земли в последние 90 млн лет, которая привела к ее современному состоянию (Рассказов, Чувашова, 2013). Начало новейшего геодинамического этапа совпало во времени с изменением характера модуляций параметров орбитального вращения Земли около 86–85 млн лет назад (Ma et al., 2017). На новейшем этапе первородная мантия активизировалась, что нашло выражение в изотопно-геохимических характеристиках излившихся базальтов. По изотопным отношениям ураногенного Pb в базальтах новейшего геодинамического этапа в разных регионах Азии определены источники LOMU (низкого $\mu = {}^{238}U/{}^{204}Pb$) и ELMU (повышенного μ), соответствующие времени существования гадейского магматического океана. На диаграмме ${}^{207}Pb/{}^{204}Pb - {}^{206}Pb/{}^{204}Pb$ фигуративные точки базальтов из источников ранней Земли образуют тренды, вписывающиеся в наклоны геохрон возрастного интервала 4.54–4.44 млрд лет (Rasskazov et al., 2020; Чувашова и др., 2022).

Для вулканических пород Дариганги распределение точек на диаграмме ураногенных изотопных отношений Pb интерпретируется с точки зрения эволюции протомантийных источников при их обеднении, обогащении и омоложении (Chuvashova et al., 2022). Протомантийный источник вулканических пород определяется максимальным значением ${}^{207}Pb/{}^{204}Pb$, соответствующим геохроне 4.46 млрд лет. Фигуративные точки пород вулканических полей Абага и Далинуор сопредельной территории Северного Китая смещены правее и относятся к протомантийному источнику, который также определяется самым высоким значением ${}^{207}Pb/{}^{204}Pb$, приблизительно соответствующим геохроне 4.44 млрд лет. Эта геохрона обозначает компонент протомантии ELMU финального отвердевания гадейского магматического океана (Rasskazov et al., 2020).

На диаграмме ${}^{207}Pb/{}^{204}Pb - {}^{206}Pb/{}^{204}Pb$ точки базальтов Дариганги, наряду с протомантийными характеристиками, дают

вторичные изохроны, наклоны которых соответствуют возрастам 3.69, 2.16 млрд лет и 1.74 млрд лет. Точки базальтов сопредельных вулканических полей Китая (Абага и Далинуор) аппроксимируются вторичной изохроной, наклон которой соответствует возрасту 3.39 млрд лет. Одна точка пород Далинуора (обр. 100913-1 (Zhang, Guo, 2016)) попадает в поле точек Дариганги. В целом в источниках вулканических пород Дариганги, Абага и Далинуора определяется становление глубокой части мантии от времени отвердевания гадейского магматического океана до 1.74 млрд лет назад (Chuvashova et al., 2022).

Породы вулканов Шилийн-Богд и Ачагийн-Душ имеют низкие концентрации несовместимых элементов и относятся к группам III и IV на рис. 5. Они отличаются от высокощелочных вулканических пород (с высокими содержаниями несовместимых элементов), в которых глубинные включения встречаются наиболее часто. Возможно, такая специфика состава вулканических пород связана с понижением концентраций несовместимых элементов в примеси к расплавам этих вулканов компонента глубинного материала протомантии. Это предположение требует дополнительной аргументации.

Происхождение общего мантийного компонента в глубинных перидотитовых ксенолитах

Изменение пород, наблюдаемое в шлифах (рис. 9–11), свидетельствует о развитии процессов кристаллизации новообразованных минералов вдоль границ крупных зерен в связи с проникновением флюидов. Процессы привноса материала флюидами устанавливаются во всех шилийнбогдских группах пород. Привнесенный материал дает состав общего компонента глубинных пород. Лучевой характер распределения фигуративных точек ксенолитов из базальтов вулкана Шилийн-Богд на диаграмме $(La/Yb)_n - Yb_n$ (см. рис. 6) воспринимается как свидетельство преобразования литосферного материала с обедненными и обогащенными характеристиками протомантийными флюидами, представляющими собой компонент с геохимической характеристикой, близкой к хондритовой ($(La/Yb)_n = 1$, $Yb_n = 1.6$).

Реститовые ксенолиты группы 1 из базальтов вулкана Шилийн-Богд обнаруживают слегка обедненные спектры РЗЭ и дают небольшое смещение относительно состава первичной силикатной мантии с возрастанием Mg/Si и понижением Al/Si . Породы других групп ксенолитов из базальтов вулкана Шилийн-Богд имеют на диаграмме $(La/Yb)_n - Yb_n$ обогащенные характеристики и признаки более существенного обеднения в результате частичного плавления (выраженного в возрастании Mg/Si и снижении Al/Si), частично компенсированного в результате проникновения материала общего компонента.

Глубинные протомантийные флюиды отличаются от малоглубинных по изотопным характеристикам благородных газов: He, Ar, Ne и Xe (Allègre, 1997, 2002). Определения изотопного состава He в оливинах из ксенолитов, отобранных из резургентного материала вулкана Шаварын-Царам и вулканических пород сопредельной территории Тарят-Чулутынского вулканического поля, а также из вулканических пород бассейна Джиды, показали сравнительно низкие отношения $^3He/^4He$: $9.5 \pm 0.5R_a$ для тарят-чулутынских оливинов и $8.12 \pm 0.2R_a$ – для джидинских. Полученные нормированные отношения $^3He/^4He$ к атмосферному значению (R_a) были близки к значению MORB, поэтому был сделан вывод об отсутствии какого-либо привноса первичного глубинного компонента в литосферную мантию этих территорий (Barry et al., 2007). В этой работе гелий извлекался для изотопного анализа, однако, из монофракции крупных зерен оливина глубинных ксенолитов. Петрографические наблюдения в ксенолитах из базальтового пьедестала вулкана Шилийн-Богд свидетельствуют о просачивании флюидов между крупными оливиновыми и пироксеновыми зернами, которое сопровождалось новообразованием мелкозернистой генерации оливиновых зерен (см. рис. 9–11). Крупные оливины могли сохранять газовую фазу, характерную для литосферы. Очевидно, что для регистрации флюидного привноса глубинного протомантийного компонента, нужно проводить анализ отношения $^3He/^4He$ в новообразованных мелких оливиновых зернах.

Кроме оливина, в межзерновом мезостазисе перидотитовых ксенолитов из базальтов

вулкана Шилийн-Богд кристаллизовалась шпинель. Подобно тому, как оливин второй генерации отличается от оливина первой генерации малым размером зерен, шпинель второй генерации (шпинель-2) также отличается от шпинели первой генерации (шпинель-1) резким уменьшением размера зерен. На рис. 17 отчетливо видна обособленность фигуративного поля шпинели-2 шилийнбогдских ксенолитов от ачагийндушской шпинели по низким значениям хромистости ($\text{Cr\#Sp} = 100 \times \text{Cr}/(\text{Cr} + \text{Al})$) (около 10) и в основном отрицательным значениям $\Delta\log(f\text{O}_2)^{\text{FQM}}$. Одно крупное проанализированное зерно шилийнбогдской шпинели-1 из

группы 3 (см. рис. 11) показало значение $\text{Cr\#Sp}$ около 20. Имеющиеся данные по шпинели перидотитовых ксенолитов из базальтов вулкана Ачагийн-Душ дали широкий диапазон $\text{Cr\#Sp}$ в основном при положительных значениях $\Delta\log(f\text{O}_2)^{\text{FQM}}$. Имеется частичное перекрытие фигуративных полей шпинели перидотитовых ксенолитов из базальтов двух вулканов в области значений $\Delta\log(f\text{O}_2)^{\text{FQM}}$, близких к нулевым. Ачагийндушские шпинели частично сопоставляются по составу с шилийнбогдской шпинелью первой и второй генераций. Шпинели, подобные ачагийндушским, характерны для ксенолитов из базальтов вулканического поля Абага.

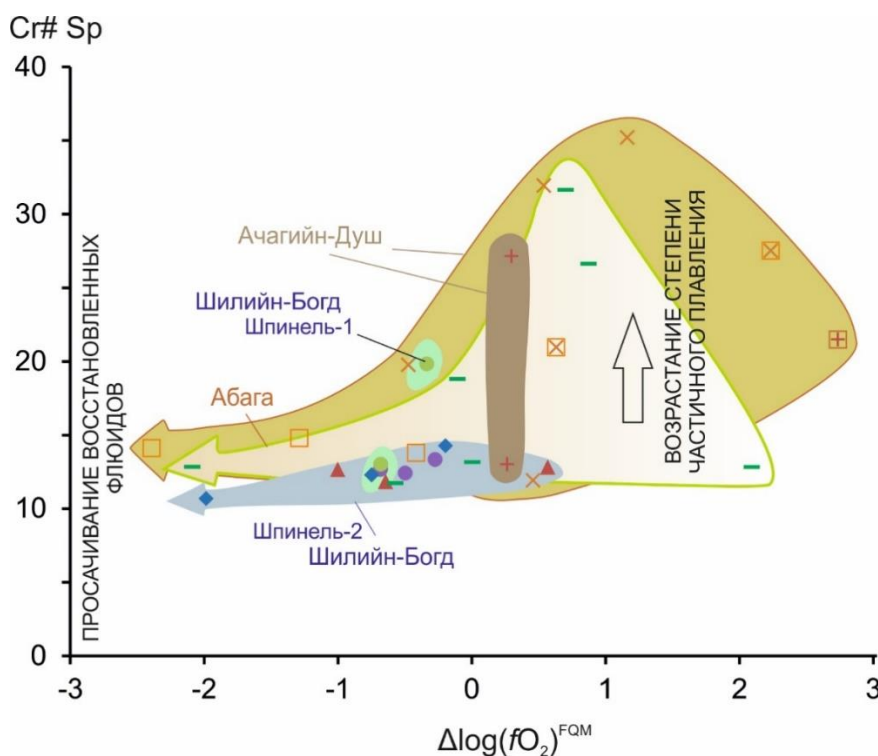


Рис. 17. Диаграмма $\text{Cr\#Sp} - \Delta\log(f\text{O}_2)^{\text{FQM}}$ для глубинных ксенолитов из базальтов вулканов Шилийн-Богд и Ачагийн-Душ Даригангского поля Монголии в сопоставлении с глубинными ксенолитами из базальтов вулканического поля Абага сопредельной территории Китая. Фугитивность кислорода рассчитывается по уравнению (Ballhaus et al., 1991) при РТ-параметрах клинопироксеновых термобарометров (Ashchepkov et al., 2010, 2017). Условные обозначения групп см. на рис. 6 и 12. Пустыми квадратами показаны фигуративные точки ксенолитов из базальтов Ачагийн-Душ без микроэлементного анализа валового состава (с неопределенной групповой принадлежностью). Зелеными прямоугольниками показаны составы ксенолитов из базальтов вулканического поля Абага. Использованы неопубликованные данные авторов и данные из работ (Kononova et al., 2002; Глебовицкий и др., 2007; Zhang et al., 2012).

Fig. 17. Cr#Sp vs $\Delta\log(fO_2)^{FQM}$ diagram for deep-seated xenoliths from basalts of the Shiliin-Bogd and Achagiin-Dush volcanoes of the Dariganga field of Mongolia, in comparison with those from basalts of the Abaga volcanic field in adjacent China. Oxygen fugacity is calculated using the equation (Ballhaus et al., 1991) under PT parameters of clinopyroxene thermobarometer of (Ashchepkov et al., 2010, 2017). Symbols of groups are as in Figs 6 and 12. Unfilled squares show data points of xenoliths from the Achagiin-Dush basalts without trace-element determinations for bulk compositions (unknown group affiliation). Green rectangles show compositions of xenoliths from basalts of the Abaga volcanic field. Used are unpublished data of the authors and data from (Kononova et al., 2002; Glebovitsky et al., 2007; Zhang et al., 2012).

Хромистость шпинели возрастает с увеличением степени частичного плавления перидотита (Wood, 1991). Широкий диапазон Cr#Sp в ачагийндушских перидотитах при близких значениях магнезиальности оливина отражает вариации частичного плавления, преимущественно положительные значения $\Delta\log(fO_2)^{FQM}$ – развитие частичного плавления в условиях, переходных к окислительным. Низкие значения Cr#Sp в шпинели-2 шилийнбогдских перидотитов объясняются ее новообразованием в среде просачивающегося флюида. Отрицательные значения $\Delta\log(fO_2)^{FQM}$ свидетельствуют о восстановленном характере минералообразующих флюидных компонентов. Различие состава шпинели ачагийндушских и шилийнбогдских перидотитов служит дополнительным аргументом в пользу гипотезы об образовании этих пород под вулканом Шилийн-Богд с участием общего флюидного компонента и согласуется с построениями рис. 12–14, свидетельствующими об относительном снижении флюидного воздействия на перидотиты под вулканом Ачагийн-Душ.

Низкие значения Cr#Sp (около 10), подобные значениям в шпинели-2 шилийнбогдских перидотитов, были определены в шпинели зеленых перидотитовых ксенолитов из базанитов Козьей Шейки, в южном борту Тункинской долины (Рассказов и др., 2000). Во всех изученных образцах зеленых перидотитов этого местонахождения соотношения Mg/Si – Al/Si приближается к соотношению в первичной силикатной мантии, поэтому в местонахождении Козьей Шейки имеется потенциальная возможность получения информации непосредственно по первичному материалу силикатной Земли, возможно, существовавшему со времени солидификации гадейского магматического океана. В отличие от перидотитовых ксенолитов из базальтов Козьей Шейки, в перидотитовых

ксенолитах из базальтов вулкана Шилийн-Богд материал первичной мантии проявился в виде метаморфического флюида.

Последовательность преобразования глубинных пород под вулканом Шилийн-Богд

Для реконструкции последовательности развития процессов в литосферной мантии под вулканом Шилийн-Богд ее субстрат рассматривается как совокупность трех слоев: двух грантсодержащих и одного безгрантового (рис. 18а). В преобразовании материала различается до 5 этапов.

На первом этапе материал всех слоев первичной силикатной Земли плавился, и несовместимые компоненты (легкие РЗЭ) удалялись из пород в частичные выплавки. Система открывалась; легкоплавкие компоненты пород выносились. Породы приобретали характеристики реститов, обедненных несовместимыми компонентами (рис. 18б). Реститы, сложенные в основном оливином и ортопироксеном, отличались от лерцолитов, имеющих состав хондрита по петрогенным и малым элементам.

На втором этапе преобразований началось формирование неоднородностей. Породы нижнего слоя оставались закрытыми и сохраняли состав реститов. Более обедненные породы среднего и верхнего слоев получали флюидные порции легкоплавких компонентов. В этих слоях генерировались вторично-обогащенные реститы, соответственно, групп 2 и 3 (рис. 18в). Процессы обеднения первого этапа и обогащения второго этапа могли быть близки во времени. Более того, обеднение пород группы 1 могло быть частично комплементарным обогащению пород групп 2 и 3. К новейшему геодинамическому этапу в литосферной мантии образовались группы обедненных и обогащенных пород.

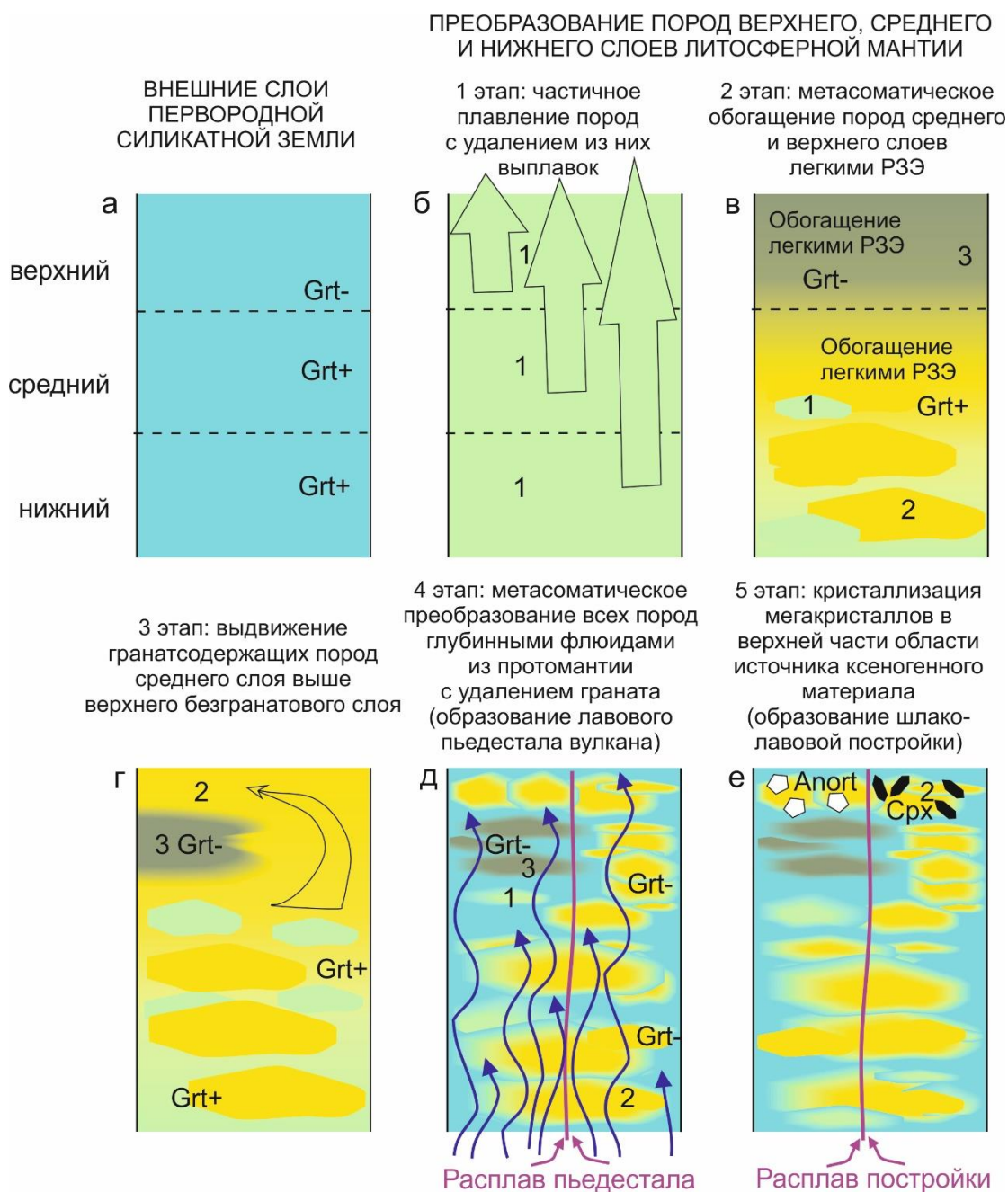


Рис. 18. Схема преобразования литосферного мантийного материала под вулканом Шилийн-Богд от вероятной первородной силикатной мантии (а) через образование слоев реститов (б) к образованию слоев, включающих сохранившиеся реститы и продукты их метасоматоза (в), с последующим частичным выдвиганием пород среднего слоя выше пород верхнего слоя (или опусканием верхнего слоя в средний слой) (г) общей проработкой всех слоев флюидами, поднимающимися из глубокой протомантии (д) и кристаллизацией мегакристаллов анортоклаза и клинопироксена в породах выдвинутой вверх части среднего слоя (е). На панели б стрелками показано удаление частичных выплавов из мантийных пород, на панели г – поднятие материала среднего слоя выше пород верхнего слоя, на панели д – привнос в породы общего флюидного компонента протомантии. Цифры 1,2,3 на панелях в,д и цифра 2 на панели е соответствуют трендам квадрантов I,II,III на рис. 6.

Fig. 18. Schematic transformation of the lithospheric mantle material under the Shiliin-Bogd volcano from the probable primordial silicate mantle (*a*) through the formation of layers of restites (*б*) to the formation of layers including preserved restites and products of their metasomatism (*в*), followed by partial protrusion of the rocks of the middle layer above rocks of the upper layer (or the lowering of the upper layer into the middle layer) (*г*), the general processing of all layers by fluids rising from the deep protomantle (*д*), and crystallization of anorthoclase and clinopyroxene megacrysts in the rocks of the upper part of the middle layer (*е*). Arrows in panel *б* show the removal of partial melts from mantle rocks, in panel *г* – uplifted material of the middle layer above the rocks of the upper layer, and in panel *д* – input into rocks of the common fluid component from the protomantle. Numbers 1,2,3 on panels *в*, *д* and number 2 on panel *е* correspond to the trends of quadrants I, II, III in Fig 6.

Флюидное преобразование пород (рис. 18д) сопровождалось удалением из парагенезиса граната. Но прежде, чем гранат был удален, породы среднего (гранатосодержащего) слоя группы 2 были частично выдвинуты выше верхнего (безгранатового) слоя пород группы 3 (рис. 18г). Эта выдвинутая часть проявилась в ксеногенном материале, вынесенном базальтами и шлаками вулканической постройки вместе с мегакристаллами анортоклаза и клинопироксена из верхней части области источника ксенолитов (рис. 18е).

Эффект смешения общего компонента протомантии в глубинных породах предполагается, исходя из схождения трендов рестигов и обогащенных пород вулкана Шилийн-Богд на диаграмме $(La/Yb)_n - Yb_n$ (см. рис. 5, 12). Эффект смешения общего компонента выявляется в сходящихся трендах рестигов вулкана Ачагийн-Душ на диаграмме $Th/Yb - Nb/Yb$ (см. рис. 15б). Из этих диаграмм следует вывод о разных составах общих компонентов под этими вулканами и об отличии обоих от эталонных составов OIB+MORB.

Сходства и различия глубины, состава и условий проявления перидотитов из области ксеногенного материала под вулканами Шилийн-Богд и Ачагийн-Душ

Породы глубинных ксенолитов, отобранных на вулканах Шилийн-Богд и Ачагийн-Душ, имеют сходство по перидотитовому безгранатовому парагенезису минералов, проявлению безгранатового и гранатоподобного геохимических эффектов и преобразованию материала, в результате которого проявился общий компонент. Общий компонент входит в состав обедненных рестигов обоих вулканов (групп 1 и 1а, б), которые были частично сопоставимы между собой не только по составу, но и по РТ-параметрам: $P=1.2-1.4$

ГПа (глубина около 40–50 км), $T = 850-910$ °С.

В литосферной мантии господствует кондуктивный теплоперенос, складывающийся в течение длительного временного интервала тектонического спокойствия. Он нарушается локальным конвективным теплопереносом, примером которого может служить витимская геотерма. Соответственно, РТ-тренды пород групп 1, 1а,б и 2а,б,в вулканов (см. рис. 16) также обозначают конвективный теплоперенос в литосфере. Отклонение РТ-трендов пород групп 3 и 3а,б свидетельствует об их принадлежности к литосферной части мантии, сохранявшей кондуктивный теплоперенос. Это предположение подтверждается отсутствием трендов смешения с общим компонентом пород ксенолитов группы 3а,б с вулкана Ачагийн-Душ на диаграмме $(La/Yb)_n - Yb_n$ (см. рис. 12). Смещение РТ-тренда пород ксенолитов группы 3 из базальтов вулкана Шилийн-Богд выше РТ-тренда пород группы 3а,б вулкана Ачагийн-Душ, петрографические свидетельства распространения тонкозернистых межзерновых агрегатов со шпинелью-2 в породах ксенолитов группы 3 из базальтов вулкана Шилийн-Богд, а также наличие тренда смешения в породах этих ксенолитов с общим компонентом на диаграмме $(La/Yb)_n - Yb_n$ (см. рис. 6) свидетельствуют о том, что породы группы 3 были генетически единым целым с породами группы 3а,б (находились в режиме кондуктивного теплопереноса), но породы группы 3 были преобразованы с участием общего компонента.

В отношении условий проявления, глубины и состава перидотитовых нодул на вулканах Шилийн-Богд и Ачагийн-Душ устанавливаются различия по: 1) структурным условиям вулканизма, 2) фазам извержений расплавов, вмещающих глубинные

включения, 3) глубине области отторжения кристаллического материала, 4) роли обедненных групп пород 1 и 1а,б, 5) распространению глубинных ксенолитов группы 2 только на вулкане Шилийн-Богд, 6) РТ-параметрам ксенолитов групп 3 и 3а,б, 7) метасоматическому преобразованию перидотитов восстановленными флюидами под вулканом Шилийн-Богд и отсутствию таких процессов под вулканом Ачагийн-Душ.

1. Вулкан Ачагийн-Душ контролировался горячей трансенсией в субширотной высокомагнезиальной вулканической зоне Авгойт-Ула – Сэнджитийн-Ундэр, в которой были инициированы сравнительно глубокие литосферные процессы, о чем свидетельствует распространение безгранатовых и гранатосодержащих глубинных включений. Вулкан Шилийн-Богд проявил активность за пределами этой зоны (или в ее краевой части), где гранатосодержащих глубинных включений не известно (рис. 2, 16).

Предполагалось, что ксеногенный материал захватывается и вовлекается в движение со стенок магматического канала вследствие разряжения в магматическом очаге после его опустошения (Йодер, 1979). Действительно, во многих случаях глубинные включения выносятся магматическими расплавами под действием этого механизма на финальной стадии активности вулкана. Определение общего протомантийного компонента в ксенолитах из базальтового пьедестала вулкана Шилийн-Богд может свидетельствовать, однако, о подготовке отторжения литосферных перидотитов в результате просачивания в них флюида перед образованием магматического канала, по которому поднимались базальтовые расплавы. Иными словами, тектонически ослабленная зона хрупкой литосферы сначала испытывала флюидную проработку, а затем обеспечивался ее гидроразрыв поднимающейся магмой, которая захватывала прежде флюидизированные и подготовленные к движению перидотитовые нодулы. Меньшая глубина ксеногенного материала, вовлеченного в движение под вулканом Шилийн-Богд, чем под вулканом Ачагийн-Душ, может объясняться, таким образом, ранней флюидной проработкой шилийнбогдских перидотитов, которая предшествовала

активности вулкана Ачагийн-Душ в субширотной высокомагнезиальной вулканической зоне Авгойт-Ула – Сэнджитийн-Ундэр.

2. Разное структурное положение вулканов, возможно, предопределило различный характер динамики вулканических извержений расплавов, вмещающих глубинные включения. На вулкане Шилийн-Богд сначала излились базальтовые лавы пьедестала с глубинными перидотитовыми ксенолитами, затем образовалась насыпная шлако-лавовая постройка, в которой находились глубинные перидотитовые ксенолиты и мегакристаллы анортоклаза и клинопироксена, после чего последовал направленный взрыв, повлекший за собой разрушение северо-западной части постройки, и, наконец, на месте взрыва образовался небольшой лавовый купол без глубинных включений. В фазу образования пьедестала вулкана Шилийн-Богд были отторжены и извергнуты группы ксенолитов глубинных пород 1, 2 и 3, в фазу построения шлако-лавового конуса вместе с мегакристаллами анортоклаза и клинопироксена поступал ограниченный спектр ксенолитов группы 2, в целом не характерной для вулкана Ачагийн-Душ.

Различия между ксенолитами, отобранными в разных частях вулканического конуса Ачагийн-Душ, могут отражать неодинаковую представительность глубинных слоев пород в разных порциях извергнутого на нем пирокластического материала. Глубинные ксенолиты групп 1а,б и 3а,б представлены в шлаках и агглютинатах вулкана Ачагийн-Душ вместе с мегакристаллами анортоклаза и клинопироксена.

3. Структурный контроль извержений вулкана Ачагийн-Душ зоной трансенсии отразился в более глубоком отторжении ксеногенного материала, чем под вулканом Шилийн-Богд. Из результатов расчетов РТ-параметров (см. рис. 16) следует, что базальты вулкана Ачагийн-Душ захватили материал с более глубинного интервала 40–62 км, а базальты вулкана Шилийн-Богд – с менее глубинного интервала 30–50 км.

4. В распределении фигуративных точек на диаграмме Th/Yb – Nb/Yb (см. рис. 15б) подчеркивается главная роль пород обедненной группы 1а,б вулкана Ачагийн-Душ и

второстепенная роль группы 1 вулкана Шилийн-Богд. Главный процесс характеризуют тренды, сходящиеся к общему компоненту ОК (1а,б) (см. рис. 5, 12). Между тем, из диаграмм рис. 15а,б следует, что, в отличие от витимских глубинных включений, даригангские не имеют связи с трендом OIB+MORB. Большинство из них отличается повышенными значениями Th/Nb. Общий компонент пород обедненной группы 1а,б вулкана Ачагийн-Душ находится в поле диаграммы, в которое обычно попадают точки вулканических пород островных дуг. Торий переносится в надсубдукционную область водным флюидом при отсутствии переноса ниобия. В условиях насыщения водой в диапазоне рассчитанных температур (см. рис. 16) должен кристаллизоваться амфибол. В составе глубинных включений из базальтов Дариганги амфибол, однако, отсутствует (Салтыковский, Генштафт, 1984). В данном случае вариант надсубдукционной интерпретации общего компонента сомнителен.

Обогащенные глубинные породы ксенолитов из базальтов и шлаков вулканов Шилийн-

Богд и Ачагийн-Душ имеют повышенные концентрации Th и Nb, поэтому на диаграмме Th/Yb – Nb/Yb не чувствительны к вхождению общего компонента ОК (1а,б). В группе 1а,б пород вулкана Ачагийн-Душ концентрации Th и Nb низкие, что делает эту группу чувствительной к примеси общего компонента, имеющего минимальные концентрации Th и Nb. Соблюдается общее правило элементной чувствительности пород к примеси общего компонента: его вхождение хорошо регистрируется в случае, если концентрации элемента и элементные отношения в примесном компоненте (в данном случае Yb_n и (La/Yb_n)) сопоставимы или слегка ниже (или выше), чем в породе, контаминированной этим компонентом. Отметим также, что на диаграмме Th/Yb – Nb/Yb в смешении с общим компонентом участвует обедненный компонент перидотитов Шилийн-Богда, подобный по составу базальту океанического хребта (MORB) (см. рис. 15). Сопоставление элементных показателей трендов приводится в таблице.

Т а б л и ц а

Элементные показатели общего мантийного компонента (ОМАК), который может представлять собой материал недифференцированной протомантии, и экстремальные значения этих показателей в группах и подгруппах контаминированных литосферных пород

Table

Elemental indices of the common mantle component (OMAK), which may represent the material of the undifferentiated protomantle, and extreme values of these indices in groups and subgroups of contaminated lithospheric rocks

Показатель	Вулкан	ОМАК	Группа 1		Группа 2			Группа 3	
			а	б	а	б	в	а	б
(La/Yb) _n	Ш-Б	1	0.65		1.66	25.6	11.2	20.4	
	А-Д	1	0.09	0.54	Н.о.			8.7	35.5
Th/Yb	Ш-Б	Н.о.	0.16 MORB?		Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.	
	А-Д	0.037	0.031	0.64	Н.о.			Н.о.	Н.о.
Nb/Yb	Ш-Б	Н.о.	2.6 MORB?		Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.	
	А-Д	0.14	2.8	1.0	Н.о.			Н.о.	Н.о.
Yb _n	Ш-Б	1.5	2.22		4.0	25.6	11.2	0.73	
	А-Д	1.5?	1.8	2.48	Н.о.			0.43	1.61
Nd _n	Ш-Б	1.1	1.6		4.33	27.1	32.4	5.3	
	А-Д	1.6	0.88	1.73	Н.о.			1.2	28.3

Ш-Б – Шилийн-Богд; А-Д – Ачагийн-Душ. Н.о. – не определялось.

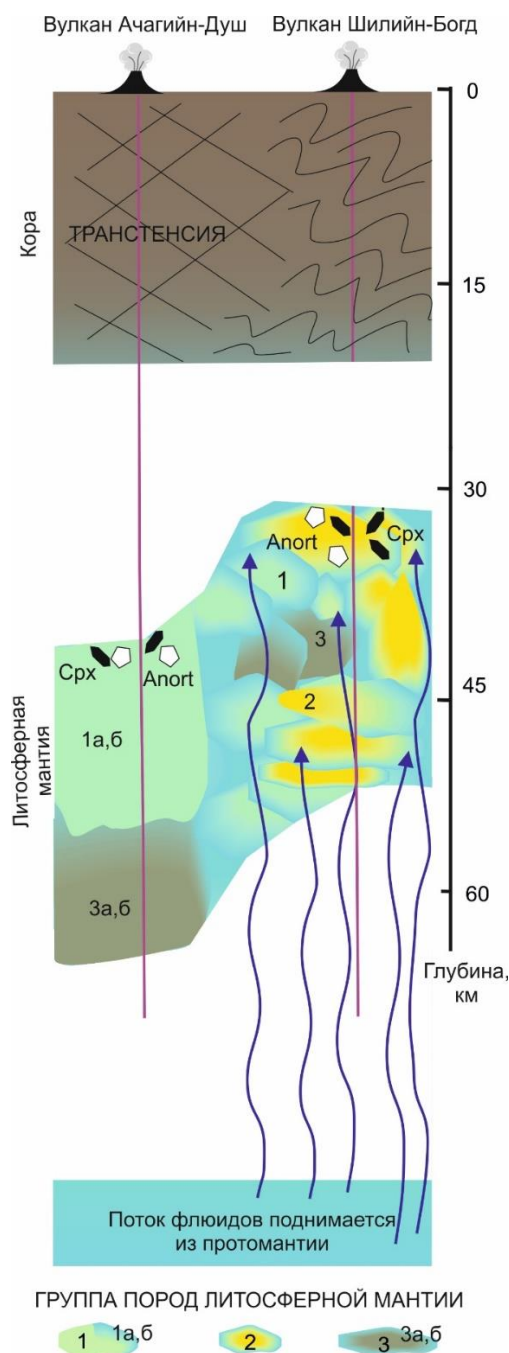


Рис. 19. Схема вариаций состава пород литосферной мантии под вулканами Ачагийн-Душ и Шилийн-Богд, преобразованных флюидами глубинной протомантии. Породы литосферной мантии, обозначенные цифрами 1, 2, 3, соответствуют трендам квадрантов I, II, III на рис. 6 и 12. Флюидами, поднимающимися из протомантии, перерабатываются перидотиты литосферы под вулканом Шилийн-Богд и практически не перерабатываются перидотиты литосферы под вулканом Ачагийн-Душ. Мегакристаллы анортклаза (Anort) и клинопироксена (Cpx) под вулканом Шилийн-Богд пространственно связаны с породами группы 2, мегакристаллы анортклаза и клинопироксена под вулканом Ачагийн-Душ – с породами группы 1a, 6. Горизонтальный масштаб превышает вертикальный приблизительно в 3 раза.

Fig. 19. Schematic variations of rock compositions in the lithospheric mantle under the Achagiin-Dush and Shiliin-Bogd volcanoes, transformed by fluids of the deep protomantle. Rocks of the lithospheric mantle, indicated by the numbers 1,2,3, correspond to the trends of quadrants I, II, III in Figs. 6 and 12. The fluids rising from the protomantle rework peridotites of the lithosphere under the Shiliin-Bogd volcano and practically do not rework those of the lithosphere under the Achagiin-Dush volcano. Anorthoclase (Anort) and clinopyroxene (Cpx) megacrysts under Shiliin-Bogd volcano are spatially associated with rocks of group 2, anorthoclase and clinopyroxene megacrysts under Achagiin-Dush volcano are spatially associated with rocks of group 1a,b. The horizontal scale exceeds the vertical one approximately in 3 times.

5. По наличию пород группы 2 во включениях из базальтов вулкана Шилийн-Богд и их отсутствию во включениях из пирокластического материала вулкана Ачагийн-Душ фактически устанавливается латеральное изменение состава пород литосферной мантии под этими вулканами. Главная роль пород гр. 2 в базальтах пьедестала и их исключительное присутствие в шлаках и базальтах постройки вулкана Шилийн-Богд сочетается с относительным уменьшением глубины перидотитового материала на этом вулкане. На вулкане Ачагийн-Душ породы с РЗЭ такого же типа представлены жилой ксенолита 8520-5v, которая, однако, резко отличается от пород гр. 2 по низкому отношению Mg/Si и повышенному отношению Al/Si .

6. Судя по рассчитанным РТ-параметрам ксенолитов (см. рис. 16), блок пород 3a,b находится под вулканом Ачагийн-Душ ниже блока пород 1a,b (рис. 19). Разная глубина пород групп 3 и 3a,b, соответственно, под вулканами Шилийн-Богд и Ачагийн-Душ дополняется разной ролью в этих группах общего флюидного компонента, который образует тренд пород группы 3 при смешении с обогащенным компонентом на малой глубине и не образует тренда смешения пород группы 3a,b на большой глубине. Отсутствие тренда смешения может быть следствием непроницаемости пород группы 3a,b для преобразующих флюидов протомантии. Этому могло способствовать повышение литостатического давления, в результате которого снижалась диффузия – фактор взаимодействия флюид-порода. Тренд мог отсутствовать из-за высоких концентраций La в обогащенных породах, в связи с чем небольшая добавка La общего компонента не приводила к заметному смещению фигуративных точек на диаграммах $(La/Yb)_n - Yb_n$ и $(La/Yb)_n - Nd_n$ (см. рис. 12). 7. Реститовый материал более широкого (более глубинного) диапазона

ачагийндушских ксенолитов (группа 1a,b) частично характеризуется более низкими отношениями $(La/Yb)_n$, Th/Yb , Nb/Yb , чем реститовый шилийнбогдский ксеногенный материал (группа 1). Подобным образом, ачагийндушский обогащенный материал (группа 3a,b) также имеет большую изменчивость состава, чем шилийнбогдский (группа 3). Степень метасоматических преобразований пород под вулканами может отражать их разные глубинные диапазоны.

Можно предположить, что поток флюидов протомантии мог активизироваться под вулканом Шилийн-Богд одновременно с активизацией источников позднекайнозойских базальтовых расплавов. Перидотиты испытывали частичное плавление либо в позднем кайнозое, либо во время предшествующих геологических событий. Для определения времени процессов под вулканами необходимы дополнительные исследования радиогенных изотопов в породах и минералах глубинных включений.

Заключение

Выполнено сравнительное исследование глубинных ксенолитов из базальтов вулканов Ачагийн-Душ и Шилийн-Богд, расположенных на расстоянии 6 км друг от друга. Один из вулканов (Ачагийн-Душ) проявил активность в условиях трансенсии в субширотной высокомагнезиальной вулканической зоне Авгойт-Ула – Сэнджитийн-Ундэр, в которой среди глубинных включений встречается гранат, другой (Шилийн-Богд) был активен в краевой части зоны трансенсии или за ее пределами, где встречаются только безгранатовые глубинные включения. Глубинные породы систематизированы по составу РЗЭ и соотношению $Mg/Si - Al/Si$ с учетом вероятного влияния граната на компонентный состав глубинных пород и обеднения–

обогащения пород, относительно состава протомантии.

В осевой части зоны горячей транстенсии (на вулкане Ачагийн-Душ) материал литосферной мантии захватывался базальтовыми расплавами с больших глубин, чем вне этой зоны (на вулкане Шилийн-Богд), соответственно, 40–62 и 30–50 км. Определения петрогенных оксидов и микроэлементов в породах глубинных ксенолитов из базальтов пьедестала и шлако-лавовой постройки вулкана Шилийн-Богд выявили процессы: 1) образования рестита 2) его последующего метасоматического обогащения легкими РЗЭ и 3) преобразования обедненных и обогащенных пород восстановленными флюидами протомантии. В ксенолитах находятся породы с гранатоподобной геохимической характеристикой и без нее. Сопоставление полученных данных с данными по ксенолитам из базальтов постройки вулкана Ачагийн-Душ показало сочетание в них реститов и метасоматитов, обогащенных легкими РЗЭ и отсутствие воздействия восстановленных флюидов.

Благодарности

Для измерений микроэлементов использовался масс-спектрометр Agilent 7500ce ЦКП «Ультрамикроанализ» Лимнологического института СО РАН, г. Иркутск. Состав минералов определялся на микроанализаторе Superprobe JXA-8200 фирмы Jeol (Япония) в ЦКП «Изотопно-геохимических исследований» Института геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, г. Иркутск (аналитик Л.Ф. Суворова). Шашка изготовлена Ю. Аило. Петрогенные оксиды пород определялись химиками-аналитиками Г.В. Бондаревой и М.М. Самойленко в ИЗК СО РАН.

Литература

Аило Ю., Рассказов С.В., Чувашова И.С., Ясныгина Т.А. Оливин как показатель полигенетической ассоциации включений в позднекайнозойских вулканических породах Тункинской долины, Байкальская рифтовая зона // Литосфера. 2021. Т. 21, № 4, С. 517–545.

Ащепков И.В. Глубинные ксенолиты Байкальского рифта. Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние, 1991. 160 с.

Влодавец В.И., Шаврова Н.Н. Об анортотлазе из лавы Даригангской вулканической области / Вопросы петрографии и минералогии. Т. 2. М.: Изд-во АН СССР, 1953. С. 71–76.

Геншафт Ю.С., Салтыковский А.Я. Каталог включений глубинных пород и минералов в базальтах Монголии. М.: Наука, 1990. 71 с.

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

Йодер Х. Образование базальтовой магмы. М.: Мир, 1979. 238 с.

Кепежинская В.В. Кайнозойские щелочные базальтоиды Монголии и их глубинные включения. М.: Наука, 1979. 312 с.

Крёнер А., Хенсон Г.Н., Гудвен А.М. (ред.). Геохимия архея: перевод с англ. М.: Мир, 1987. 315 с.

Рассказов С.В., Чувашова И.С. Глобальное и региональное выражение новейшего геодинамического этапа // Бюл. Моск. о-ва испытателей природы. Отд. геол. 2013. Т. 88, № 4. С. 21–35.

Рассказов С.В., Чувашова И.С. Вулканизм и транстенсия на северо-востоке Байкальской рифтовой системы. Новосибирск: Академическое изд-во «Гео», 2018. 384 с.

Рассказов С.В., Богданов Г.В., Медведева Т.И. Разноглубинные клинопироксеновые мегакристаллы из верхнеплиоценовых базанитов Восточного Саяна // Вулканология и сейсмология. 1990. № 1. С. 45–52.

Рассказов С.В., Богданов Г.В., Медведева Т.И. Минералы глубинных включений из разновозрастных базальтов Тункинской впадины // Прикладная минералогия Восточной Сибири. Иркутск: Изд-во Иркут. ун-та, 1992. 272 с.

Рассказов С.В., Иванов А.В., Демонтерова Е.И. Глубинные включения из базанитов Зун-Мурин (Тункинская рифтовая долина, Прибайкалье) // Геология и геофизика. 2000. Т. 40, № 1. С. 100–110.

Рассказов С.В., Саньков В.А., Ружич В.В., Смекалин О.П. Кайнозойский континентальный рифтогенез: Путеводитель геологической экскурсии в Тункинскую рифтовую долину. Иркутск: Институт земной коры СО РАН, 2010. 40 с.

Салтыковский А.Я., Генштафт Ю.С. Мантия и вулканизм юго-востока МНР. М.: Изд-во Вост. лит-ры, 1984. 203 с.

Салтыковский А.Я., Генштафт Ю.С. Геодинамика кайнозойского вулканизма юго-восточной Монголии. М.: Наука, 1985. 135 с.

Сизых Ю.И. Общая схема химического анализа горных пород и минералов. Отчет. Институт земной коры СО АН СССР. Иркутск, 1985. 50 с.

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 Китой–Байдраг Байкало-Монгольского региона // Геология и окружающая среда. 2022. Т. 2, № 2. С. 61–90.

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

Ясныгина Т.А., Маркова М.Е., Рассказов С.В., Пахомова Н.Н. Определение редкоземельных элементов, Y, Zr, Nb, Hf, Ta, Ti в стандартных образцах серии ДВ методом ИСП-МС // Заводская лаборатория. Диагностика материалов. 2015. Т. 81, № 2. С. 10–20.

Allègre C.J. Limitation on the mass exchange between the upper and lower mantle: the evolving convection regime of the Earth // Earth Planet. Sci. Lett. 1997. V. 150. P. 1–6.

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

Ashchepkov I.V., Ntaflos T., Logvinova A.M., Spetsius Z.V., Downes H., Vladykin N.V. Monomineral universal clinopyroxene and garnet barometers for peridotitic, eclogitic and basaltic systems // Geoscience Frontiers. 2017. No. 8. P. 775–795. doi: 10.1016/j.gsf.2016.06.012

Ashchepkov I.V., Pokhilenko N.P., Vladykin N.V., Logvinova A.M., Kostrovitsky S.I., Afanasiev V.P., Pokhilenko L.N., Kuligin S.S., Malygina L.V., Alymova N.V., Khmelnikova O.S., Palessky S.V., Nikolaeva I.V., Karpenko M.A., Stegnitsky Y.B. Structure and evolution of the lithospheric mantle beneath Siberian craton, thermobarometric study // Tectonophysics. 2010. V. 485. P. 17–41.

Ballhaus C., Berry R.F., Green D.H. High pressure experimental calibration of the olivine-orthopyroxene-spinel oxygen geobarometer: implications for the oxidation state of the upper mantle // Contrib. Mineral. Petrol. 1991. V. 107. P. 2740.

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. V. 95. P. 415–424.

Chuvashova I., Rasskazov S., Sun Yi-min, Yasnygina T., Saranina E. Lateral change of ELMU–LOMU sources for Cenozoic volcanic rocks from Southeast Mongolia and North China: Tracing zonation of solidified Hadean magma ocean // EGU22-6724. EGU General Assembly Abstracts. 2022.

Ionov D.A., Ashchepkov I., Jagoutz E. The provenance of fertile off-craton lithospheric mantle: Sr–Nd isotope and chemical composition of garnet and spinel peridotite xenoliths from Vitim, Siberia // Chemical Geology. 2005. V. 217. P. 41–75.

Ionov D.A., Griffin W.L., O'Reilly S.Y. Off-cratonic garnet and spinel peridotite xenoliths from Dsun-Bussular, SE Mongolia // Eds. Gurney J.J., Gurney J.L., Pascoe M.D., Richardson S.H. Proc 7th Int. Kimb Conf, Cape Town. 1999. V. 1. P. 383–390.

Ionov D.A., Hoefs J., Wedepohl K.H., Wiechert U. Content and isotopic composition of sulphur in ultramafic xenoliths from central Asia // Earth Planet Sci Lett. 1992. V. 111. P. 269–286.

Ionov D.A., Hofmann A.W., Shimizu N. Metasomatism-induced melting in mantle xenoliths from Mongolia // J. Petrol. 1994. V. 35. P. 753–785.

Jagoutz E., Palme H., Baddenhausen H. et al. The abundances of major, minor and trace elements in the Earth's mantle as derived from primitive ultramafic nodules // Sci. Conf, 1979. № 10. P. 2031–2050.

Kononova V.A., Kurat G., Embey-Isztin A., Pervov V.A., Koeberl C., Brandstätter F. Geochemistry of metasomatised spinel peridotite xenoliths from the Dariganga Plateau, south-eastern Mongolia // Mineralogy and Petrology. 2002. V. 75. P. 1–21.

Ma C., Meyers S. R., Sageman B.B. Theory of chaotic orbital variations confirmed by Cretaceous geological evidence // Nature. 2017. V. 542. P. 448–470. doi:10.1038/nature21402

McDonough W.F., Sun S.-S. The composition of the Earth // Chemical Geology. 1995. V. 120. P. 223–253.

Pearson D.G., Canil D., Shirey S.B. Treatise on Geochemistry. Volume 2. The mantle and core. R.W. Carlson (ed.). 2005. Mantle samples included in volcanic rocks: Xenoliths and diamonds. 2003. Elsevier. P. 171–275.

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, 10 (9): 739; doi:10.3390/min10090739

Stosch H.-G., Ionov D.A., Puchtel I.S., Galer S.J.G., Sharpouri A. Lower crustal xenoliths from Mongolia and their bearing on the nature of the deep crust beneath central Asia // Lithos. 1995. V. 36. P. 227–242.

Vlodavets V.I. Trace elements in alkali basalts and their inclusions in the Dariganga area, Mongolia // Bulletin of Volcanology. 1971. V. 35, N 2. P. 462–469. doi: 10.1007/bf02596967

Wiechert U., Ionov D.A., Wedepohl K.H. Spinel peridotite xenoliths from the Atsagin-Dush volcano,

Dariganga lava plateau, Mongolia: a record of partial melting and cryptic metasomatism in the upper mantle // Contributions to Mineralogy and Petrology. 1997. V. 126. P. 345–364.

Wood B.J. Oxygen barometry of spinel peridotites // Reviews in Mineralogy. 1991. V. 25. P. 417–431.

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

Zhang M., Yang J.-H., Sun J.-F., Wu F.-Y., Zhang M. Juvenile subcontinental lithospheric mantle beneath the eastern part of the Central Asian Orogenic Belt // Chemical Geology. V. 328. 2012. P. 109–122. doi:10.1016/j.chemgeo.2012.07.010

Рассказов Сергей Васильевич,

доктор геолого-минералогических наук, профессор,

664003 Иркутск, ул. Ленина, д. 3,

Иркутский государственный университет, геологический факультет,

заведующий кафедрой динамической геологии,

664033 Иркутск, ул. Лермонтова, д. 128, Институт земной коры СО РАН,

заведующий лабораторией изотопии и геохронологии,

тел.: (3952) 51–16–59,

email: rassk@crust.irk.ru.

Rasskazov Sergei Vasilievich,

doctor of geological and mineralogical sciences, professor,

664003 Irkutsk, st. Lenina, 3,

Irkutsk State University, Faculty of Geology,

Head of Dynamic Geology Char,

664033 Irkutsk, st. Lermontova, 128, Institute of the Earth's Crust SB RAS,

Head of the Laboratory for Isotopic and Geochronological Studies,

tel.: (3952) 51–16–59,

email: rassk@crust.irk.ru.

Чувашова Ирина Сергеевна,

кандидат геолого-минералогических наук,

664003 Иркутск, ул. Ленина, д. 3,

Иркутский государственный университет, геологический факультет,

доцент,

664033 Иркутск, ул. Лермонтова, д. 128, Институт земной коры СО РАН,

старший научный сотрудник,

тел.: (3952) 51–16–59,

email: chuvashova@crust.irk.ru.

Chuvashova Irina Sergeevna,

candidate of geological and mineralogical sciences,
664003 Irkutsk, st. Lenina, 3,
Irkutsk State University, Faculty of Geology,
assistant professor,
664033 Irkutsk, st. Lermontova, 128, Institute of the Earth's Crust SB RAS,
Senior Researcher,
tel.: (3952) 51–16–59,
email: chuvashova@crust.irk.ru.

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

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

Саранина Елена Владимировна,
кандидат геолого-минералогических наук,
664033 Иркутск, ул. Лермонтова, д. 128, Институт земной коры СО РАН,
ведущий инженер,
664033 Иркутск, ул. Фаворского, д. 1 "А", Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО
РАН,
email: e_v_sar@mail.ru.

Saranina Elena Vladimirovna,
candidate of geological and mineralogical sciences,
664033 Irkutsk, st. Lermontova, 128, Institute of the Earth's Crust SB RAS,
Lead Engineer,
664033 Irkutsk, st. Favorskogo, 1 "A", A.P. Vinogradov Institute of Geochemistry SB RAS,
email: e_v_sar@mail.ru.

Бокарева Анастасия Александровна,
664003 Иркутск, ул. Ленина, д. 3,
Иркутский государственный университет, геологический факультет,
магистрант первого курса,
Bokareva Anastasiya Alexandrovna,
664003 Irkutsk, st. Lenina, 3,
Irkutsk State University, Faculty of Geology,
undergraduate student,
email: n.astina@rambler.ru.