

**МИНЕРАЛОГИЯ, ГЕОХИМИЯ И Sr-Nd-Pb ИЗОТОПНАЯ СИСТЕМАТИКА
ПОЗДНЕКАЙНОЗОЙСКИХ БАЗАНИТОВ БОРОЗДИНСКОГО ГОЛЬЦА
(хребет Хэнтэй, Южное Забайкалье)**

**А.Я. Медведев¹, М.А. Горнова¹, С.И. Дриль¹, А.А. Каримов¹, В.А. Беляев¹,
А.В. Иванов², Е.И. Демонтерова²**

¹Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, 664033, Иркутск, ул. Фаворского, 1а, Россия

²Институт земной коры СО РАН, 664033, Иркутск, ул. Лермонтова, 128, Россия

Определены *P-T*-условия формирования базальтоидных расплавов в диапазоне $P = 1.15\text{—}1.06$ ГПа и $T = 1379\text{—}1293$ °С. В качестве мантийного источника для нефелин-нормативных базанитовых расплавов предполагаются оливиновые пироксениты (Ol + Cpx + Grt). При продвижении расплава были захвачены мантийные ксенолиты, которые были дезинтегрированы. От ксенолитов остались ксенокристы оливина и авгита. В условиях снижения давления и температуры процесс кристаллизации происходил с формированием высокомагнезиальных оливинов ($Mg\# = 86$), фенокристов диопсида и вкрапленников Timgt + Plm ± Pl. В дальнейшем последовательно образовывались парагенезисы микролитов Ol + Cpx + Timgt + Pl. В самую последнюю очередь из интерстиционных выделений кристаллизовались щелочные алюмосиликаты: кислый плагиоклаз + нефелин + лейцит. Наличие остаточного стекла указывает на то, что последний этап кристаллизации происходил в приповерхностных условиях.

Вулканическая область Южного Забайкалья (хр. Хэнтэй), вероятнее всего, возникла в результате воздействия на литосферу мантийного плюма. Возраст ее формирования определен в 3.51 млн лет. Доминирующим мантийным источником для вулканитов служил PREMA при резко подчиненном участии источника HIMU. По своим геохимическим характеристикам изученные вулканиты соответствуют основным породам океанических островов. Их составы близки к щелочным базальтам ЮБВО.

Базальты, давление, температура, родоначальный расплав, последовательность кристаллизации, плюм, изотопия Pb-Nd-Sr.

**MINERALOGY, GEOCHEMISTRY, AND Sr-Nd-Pb ISOTOPE SYSTEMATICS
OF LATE CENOZOIC BASANITES OF THE BOROZDIN BALD MOUNTAIN
(Khentei Ridge, southern Transbaikalia)**

A.Ya. Medvedev, M.A. Gornova, S.I. Dril', A.A. Karimov, V.A. Belyaev, A.V. Ivanov, and E.I. Demontserova

We have estimated the *P-T* conditions of formation of basaltoid melts: $P = 1.15\text{—}1.06$ GPa and $T = 1379\text{—}1293$ °C. Olivine pyroxenites (Ol + Cpx + Grt) are assumed to be a mantle source for nepheline-normative basanitic melts. During transition, the melt trapped mantle xenoliths, which were disintegrated into olivine and augite xenocrysts. A decrease in pressure and temperature led to the crystallization of highly magnesian ($Mg\# = 86$) olivine and diopside and Timgt + Plm ± Pl phenocrysts. Then, the Ol + Cpx + Timgt + Pl microlite paragenesis formed. Alkaline aluminosilicates (acid plagioclase + nepheline + leucite) were the last to crystallize in the rock interstices. The presence of residual glass indicates that the last stage of crystallization took place under subsurface conditions. The volcanic area of southern Transbaikalia (Khentei Ridge) resulted, most likely, from the mantle plume impact on the lithosphere. The age of this area is estimated at 3.51 Ma. PREMA was the main mantle source for these volcanics, and the contribution of HIMU was strongly subordinate. In geochemical features the studied volcanics correspond to mafic rocks of oceanic islands. They are similar in composition to alkali basalts of the South Baikal volcanic area.

Basalts, pressure, temperature, parental melt, crystallization sequence, plume, Pb-Nd-Sr isotopy

ВВЕДЕНИЕ

В позднем кайнозое на южном обрамлении Сибирского кратона широко проявился вулканизм, продукты которого образовали ряд различных по размеру и продолжительности формирования полей [Новейший вулканизм..., 2008]. Вулканические поля протягиваются с севера от Удоканского лавового плато на юг через Южно-Байкальскую и Южно-Хангайскую области до плато Дариганга (Монголия) и объединяются в Центрально-Азиатскую вулканическую провинцию (ЦАВП) [Ярмолюк и др., 1995; и

др.]. Практически во всех районах распространения вулканитов отмечается несколько этапов магматической деятельности, в общей сложности от 34 млн лет до исторического возраста [Ярмолюк и др., 1998, 2003, 2011]. Общим для всех регионов является преобладание лав основного состава, большая часть которых относится к щелочному и субщелочному рядам. Почти все проявления кайнозойского вулканизма связаны с рифтогенными структурами.

Самой крупной рифтогенной структурой в Центральной Азии является Байкальская рифтовая зона [Киселев и др., 1979; Коваленко и др., 1999, 2009; Логачев, 2003; Воронцов, Ярмолюк, 2004; Буслов, 2012; и др.]. Вблизи юго-западного фланга Байкальской рифтовой зоны расположена Южно-Байкальская вулканическая область (ЮБВО), занимающая площадь 350×450 км. В пределах ЮБВО выделено несколько этапов магматизма от позднеолигоценного (34—24 млн лет) до позднеплиоцен-плейстоцен-голоценного (<3 млн лет) [Ярмолюк и др., 2001]. Вулканические породы представлены щелочными разновидностями основного состава: от калиевых трахибазальтов до базанитов и гаваитов [Ярмолюк и др., 2003]. Геохимические особенности пород указывают на их близость к базальтам океанических островов.

Одним из районов распространения кайнозойских вулканитов, не связанных с рифтогенезом, является Южное Забайкалье, хотя здесь масштабы проявления существенно меньше, чем в ЮБВО. Щелочные базальтоиды кайнозойского возраста, содержащие большое количество ксенолитов, достаточно давно известны в Южном Забайкалье на хр. Хэнтэй. Они распространены в виде небольших по площади и мощности потоков и покровов в верховьях рек Чикой, Чикокон, Буркал. Первые сведения о них появились в работе Н.П. Костякова с соавторами [1969]. Далее были изучены ксенолиты, в том числе гранатовые и шпинелевые лерцолиты [Расказов, 1987; Ащепков и др., 1996; Litasov, Taniguchi, 2002].

Исследование вещественного состава самих базальтоидов практически не проводилось. В литературе нами обнаружено только три силикатных анализа пород [Костяков и др., 1969; Расказов, 1987], сведения о составе минералов отсутствуют. Цель работы — определение родоначального состава магм, изотопных источников и *PT*-параметров формирования базанитов Бороздинского гольца. Для этого на современном уровне был изучен состав минералов, получены первые данные по изотопному составу пород и определен абсолютный возраст проявленного вулканизма.

АНАЛИТИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ

Для аналитических исследований были выбраны фрагменты образцов без видимых ксенолитов. Составы минералов определялись микронзондовым рентгеноспектральным анализом (РСМА) на приборе JXA-8200 (JEOL Ltd., Япония). Петрогенные элементы определяли рентгенофлуоресцентным методом по методике, опубликованной в работе В.П. Афонина с соавторами [1984] на многоканальном X-ray спектрометре СРМ-25 (ЗАО «Научприбор», г. Орел). Калибровка рентгенофлуоресцентного анализа проведена по стандартным образцам СТ-1А (трапп, Россия) и JB-1 (базальт, Япония) [Финкельштейн и др., 1984]. Определение редких элементов производилось методом масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой с открытым кислотным разложением на масс-спектрометре с магнитным сектором ELEMENT-2 (Finnigan MAT, Германия) с двойной фокусировкой. Методики опубликованы в работах [Мысовская и др., 2009; Сайбаталова и др., 2010].

Химическая подготовка проб к изотопному анализу проводилась в блоке чистых химических помещений ЦКП «Изотопно-геохимические исследования» ИГХ СО РАН. Определение изотопного состава стронция и концентраций рубидия и стронция осуществляли методом изотопного разбавления с использованием смешанного трассера $^{85}\text{Rb}+^{84}\text{Sr}$. Изотопный состав неодима и концентрации неодима и самария определяли методом изотопного разбавления с применением смешанного трассера $^{149}\text{Sm}+^{150}\text{Nd}$.

Измерения изотопного состава стронция и неодима выполнялись на 7-коллекторном масс-спектрометре Finnigan MAT-262 ЦКП «Геодинамика и геохронология» ИЗК СО РАН. Измеренные изотопные отношения нормировались по величине $^{88}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 8.37521$. Правильность определения изотопного состава Sr оценивалась по результатам измерения стандартных образцов NBS-987 и BCR-2, которые в процессе проведения аналитических работ составили $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.710254 \pm 7$ (2SD, $n = 45$) и $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.705011 \pm 14$ (2SD, $n = 7$) соответственно. Правильность определения изотопного состава Nd оценивалась по результатам измерения стандартных образцов JNdi-1 и BCR-2, которые в процессе проведения аналитических работ составили $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.512107 \pm 4$ (2SD, $n = 35$) и $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.512629 \pm 8$ (2SD, $n = 18$) соответственно.

Измерение изотопного состава породного свинца проводилось на масс-спектрометре Finnigan MAT-262. Поправка на масс-дискриминацию вычислялась с использованием метода двойного изотопного разбавления. Определение изотопного состава каждой пробы проводилось в пробе и в смеси пробы с трассером. Применялся трассер $^{207}\text{Pb} + ^{204}\text{Pb}$. Отношение $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ в трассере в соответствии с рекомендациями [Rudge et al., 2009] близко к единице. Правильность результатов определения изотопного состава оценивалась по результатам измерения стандартного образца NBS-981, нормированные изотоп-

ные отношения в котором равны: $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 36.7029 \pm 35$; $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15.4911 \pm 16$; $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 16.9372 \pm 6$ (2SD, $n = 22$).

Изотопное определение возраста $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ было выполнено методом ступенчатого прогрева с измерением изотопного состава выделенного аргона на масс-спектрометре Micromass 5400 (Micromass UK Limited, Великобритания) в центре «Геодинамика и геохронология» ИЗК СО РАН, г. Иркутск. Детали методики приводятся в работе [Ivanov et al., 2017].

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ И ПЕТРОГРАФИЯ ИЗУЧЕННЫХ ПОРОД

Бороздинский гольц расположен в верховьях рек Бороздиная и Харчевка, правых притоков р. Буркал (рис. 1) [Костяков и др., 1969]. Вершина этого гольца слагается плотными вулканитами черного и темно-серого цвета. Они перекрывают породы ингодинской свиты (C_{1-2}). В породе наблюдаются мантийные ксенолиты, представленные шпинелевыми и гранатовыми лерцолитами, сложенными высокомагнезиальным оливином, авгитом, шпинелью и остатками граната, и ксенокристы оливина и клинопироксена. Образцы пород были отобраны из массивных вулканитов коренных обнажений вершины гольца Бороздинский. Для исследования были выбраны пробы без видимых ксенолитов.

В породах наблюдаются крупные включения оливина и клинопироксена. Общее количество их варьирует в разных образцах от 0 до 4—5 об. %. Массивные вулканиты слагаются разностями порфировой и афировой структуры (рис. 2). Как будет показано ниже, порфировая структура обусловлена как фенокристами, так и ксенокристами оливина и клинопироксена. Фенокристы и ксенокристы представлены крупными зернами оливина (0.5—1.0 мм, см. рис. 2) и клинопироксена (от 0.4 до 0.5 мм, см. рис. 2). Количество крупных зерен пироксенов существенно ниже, чем оливина, и максимально составляет около 1.5 % от объема породы. Редко встречаются вкрапленники плагиоклаза ≤ 0.3 мм (обр. В11/3). Как фенокристы, так и ксенокристы оливинов и клинопироксенов достаточно свежие. Структура основной массы интерсертальная. Основная масса сложена мелкими зернами оливина (≤ 0.03 мм), клинопироксена (≤ 0.01 мм), рудных минералов размером 40—50 мкм, тонкими лейстами плагиоклаза (150—200 мкм) и тонкораскристаллизованным агрегатом с реликтами стекла. По данным микронзондового анализа, в тонкораскристаллизованном агрегате встречены микролиты нефелина, лейцита, апатита и кислого плагиоклаза. Размер микролитов не превышает 50 мкм. Наличие реликтов стекла позволяет предположить, что заключительный этап кристаллизации происходил в приповерхностных условиях. Постмагматические изменения незначительны, на что указывают низкие потери при прокаливании.

ВОЗРАСТ

Нами проведено определение абсолютного возраста вулканитов Ar/Ar методом. Материалом для датирования служила тонкокристаллическая масса базальтоидов. Спектр выделения аргона из обр. В15 показывает наличие избыточного аргона, который, скорее всего, содержится в ксеногенных пироксенах (рис. 3). На это указывает значительное увеличение Ca/K отношения по мере повышения температуры (табл. 1), когда в плавление вовлекается кальциевая фаза (клинопироксен) при истощении калиевой фазы (лейцита). Возможность этого показана в работе [Buikin et al., 2010]. Следовательно, возраст образца определяется по двум низкотемпературным ступеням. Кроме того, не исключена возможность микровключений в оливинах, которые кристаллизовались из базанитового расплава. Этот вариант рассмотрен А.В. Ивановым с соавторами [Ivanov et al., 2018]. Датировка 3.51 ± 0.27 млн лет гарантированно является верхним пределом на время вулканизма или же, что весьма вероятно, соответствует времени формирования базанитов. Возраст полного плавления образца, по своей сути соответствующий K-Ar возрасту, равен 7.18 ± 0.37 млн лет. Ранее по двум образцам из меланефелинитов этого же района были

Таблица 1. Аналитические данные $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирования

Шаг	$T, ^\circ\text{C}$	^{40}Ar	$\pm 1\sigma$	^{39}Ar	$\pm 1\sigma$	^{38}Ar	$\pm 1\sigma$	^{37}Ar	$\pm 1\sigma$	^{36}Ar	$\pm 1\sigma$	Ca/K	$^{40}\text{Ar}_{\text{rad}}/^{39}\text{Ar}$	$\pm 1\sigma$	Возраст, млн лет	$\pm 2\sigma$
1	468	949.10	3.61	888.85	3.03	15.21	0.22	86.22	2.76	1.903	0.196	0.36	0.43	0.02	3.51	0.27
2	552	186.38	0.80	181.70	0.79	5.79	0.23	160.16	2.77	0.369	0.218	3.26	0.42	0.09	3.43	1.51
3	687	1 656.95	5.67	354.79	1.29	6.76	0.21	606.86	3.32	4.918	0.202	6.33	0.53	0.01	4.35	0.17
4	783	167.37	0.71	129.79	0.61	2.00	0.19	275.40	2.80	0.111	0.209	7.85	1.03	0.32	8.45	5.27
5	936	460.15	1.68	174.98	0.79	3.73	0.23	1 724.08	6.57	0.204	0.226	36.46	2.28	0.30	18.60	4.82
6	1156	469.14	1.73	249.23	0.97	6.05	0.23	7 212.48	25.12	0.310	0.238	107.07	1.51	0.19	12.34	3.13
7	1396	229.44	0.84	39.32	0.43	0.80	0.19	1 864.68	7.03	0.045	0.193	175.45	5.49	1.30	44.48	21.09

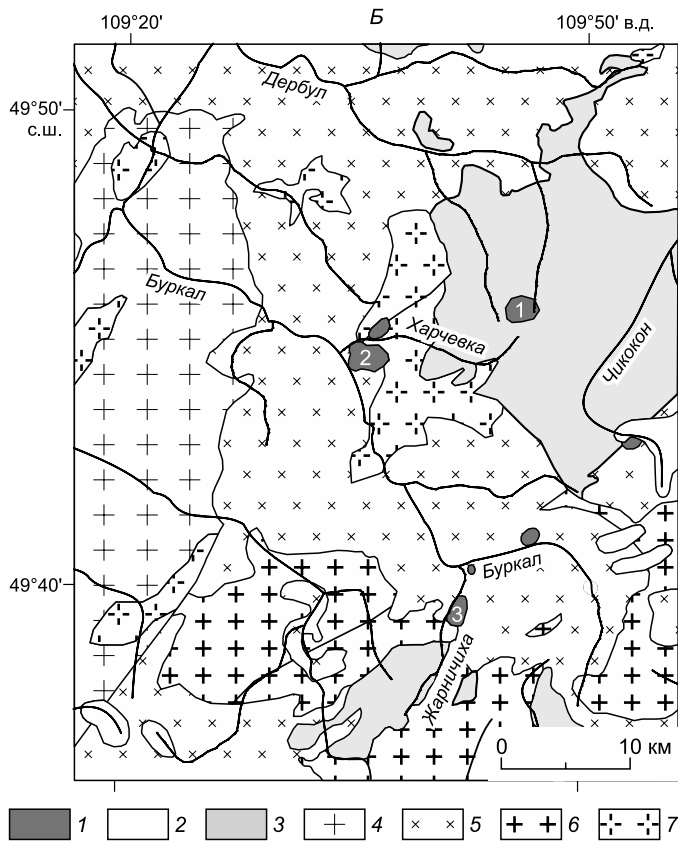
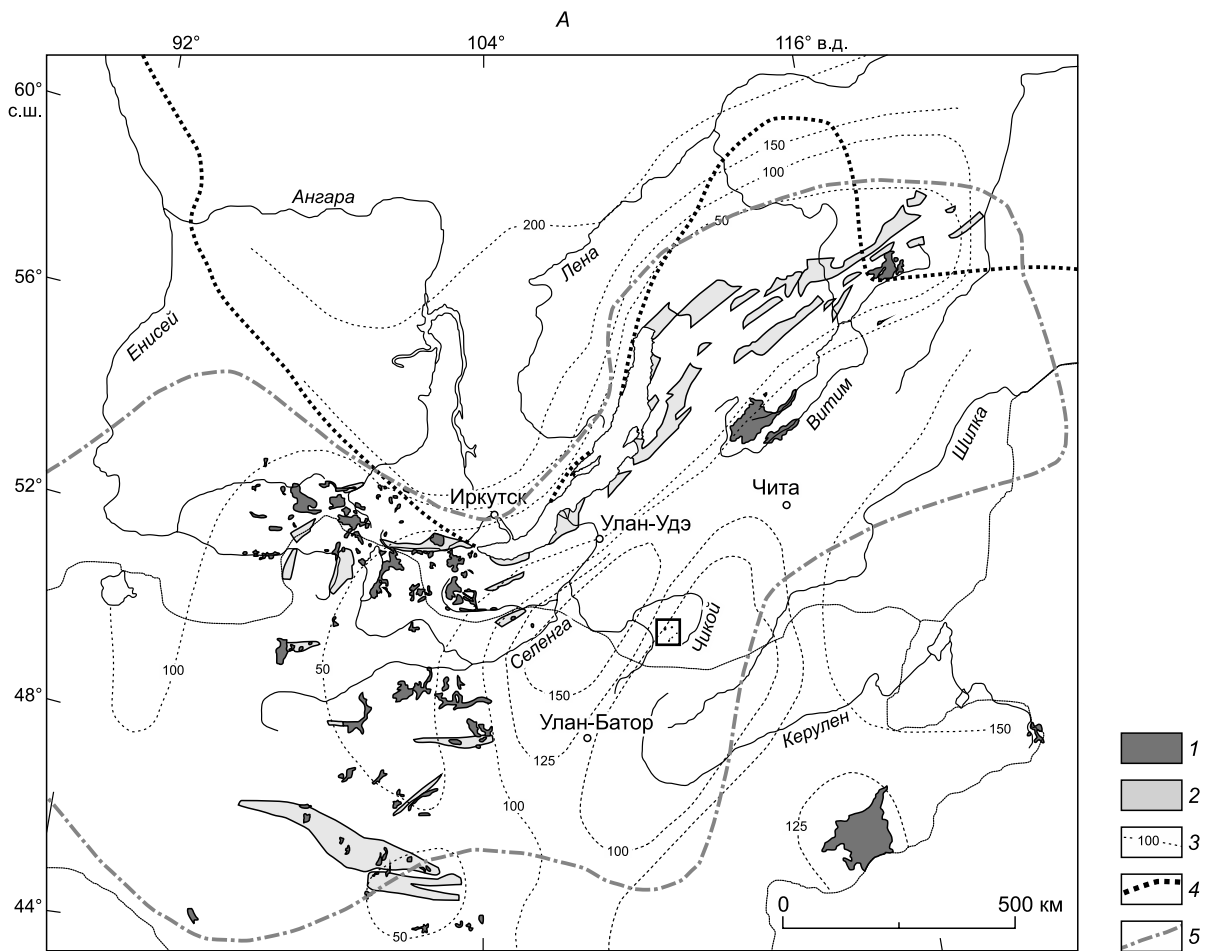


Рис. 1. Положение кайнозойских вулканитов в Байкало-Монгольском регионе [Litasov, Taniguchi, 2002] (А); геологическая карта района распространения кайнозойских щелочных базальтов Дауро-Хэнтэйского хребта (фрагмент из [Государственная..., 2012] с упрощениями и дополнениями (Б).

А — 1 — кайнозойские вулканические породы, 2 — кайнозойские осадочные бассейны и впадины, 3 — мощность литосферы (км), по [Zorin et al., 1990], 4 — граница Сибирского кратона, 5 — граница распространения аномальной низкоскоростной мантии [Zorin, Rogozhina, 1978]. Положение щелочных базальтоидов Дауро-Хэнтэйского хребта отмечено прямоугольником; Б — 1 — позднекайнозойские щелочные базальты, 2 — четвертичные флювиогляциальные отложения, 3 — каменноугольные отложения ингодинской серии, 4 — гранитоиды малханского комплекса (P_1), 5 — гранитоиды даурского комплекса (P_1), 6 — гранитоиды кыринского комплекса ($J_{1,2}$), 7 — гранитоиды асакан-шумиловского комплекса ($J_{2,3}$). Цифрами обозначены выходы кайнозойских щелочных базальтоидов: 1 — Борздинский голец, 2 — Харчевка, 3 — Жарничиха.

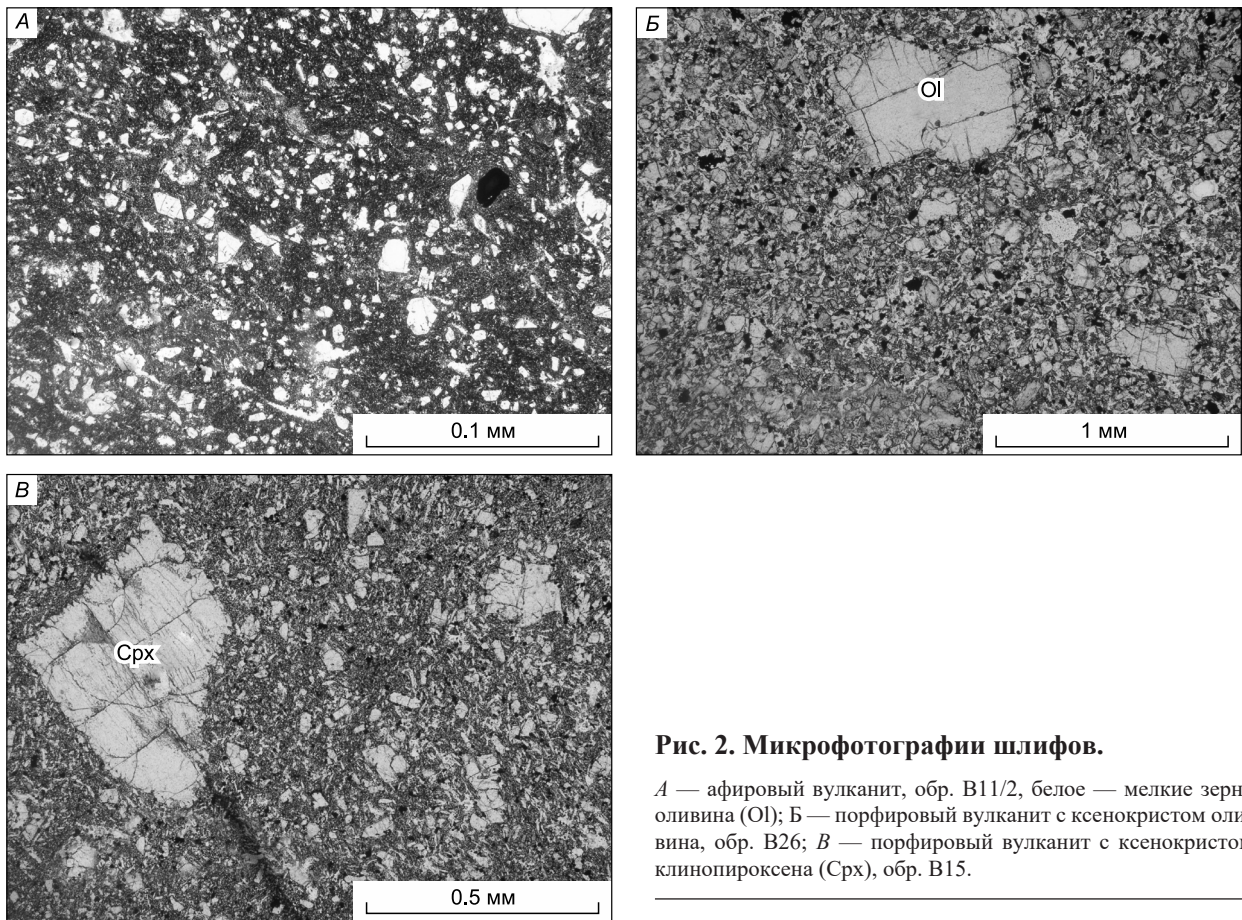


Рис. 2. Микрофотографии шлифов.

A — афировый вулканит, обр. В11/2, белое — мелкие зерна оливина (Ol); *Б* — порфировый вулканит с ксенокристом оливина, обр. В26; *В* — порфировый вулканит с ксенокристом клинопироксена (Срх), обр. В15.

опубликованы К-Аг датировки 7.9 и 5.7 млн лет без указания аналитической ошибки [Поляков, Багдасарян, 1986]. Очевидно, что датировки, полученные в ранних работах, показывают более древний возраст из-за наличия избыточного аргона в ксеногенном пироксене, который присутствовал в этих образцах.

СОСТАВЫ МИНЕРАЛОВ

Оливины. В таблице 2 приведены представительные составы оливинов. Морфологически оливины представлены тремя разновидностями. Первая — эллипсоидальные или бесформенные зерна с извилистыми границами размером до 1 мм (рис. 4). Вторая — гипидиоморфные зерна размером до 0.4 мм. Третья — мелкие идиоморфные зерна менее 50 мкм (рис. 5). На рисунке 6 показаны вариации состава в разных по размеру и форме зернах оливина. Магнезиальность оливинов варьирует в широком интервале и постепенно уменьшается от центра к краю более крупных зерен. Наблюдается положительная корреляция Fo—NiO и отрицательная корреляция Fo—CaO. Содержание CaO в центре зональных зерен оливина < 0.2 мас. %. В краевых частях крупных зерен и мелких фенокристаллах с Mg# ~ 0.77 оно выше и варьирует в узком диапазоне 0.20 до 0.34 мас. %.

Зерна оливинов с магнезиальностью в центре > 0.90 характеризуются округло-извилистыми границами (см. рис. 4, *A*). Подобные границы у оливинов наблюдаются в экспериментах по взаимодействию перидотитов с недо-

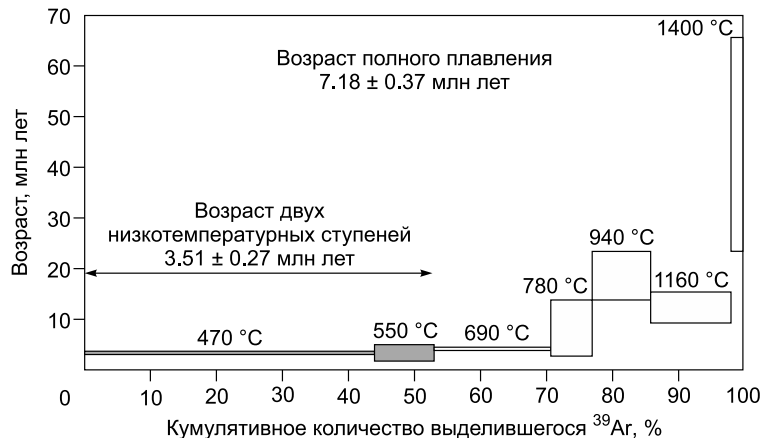
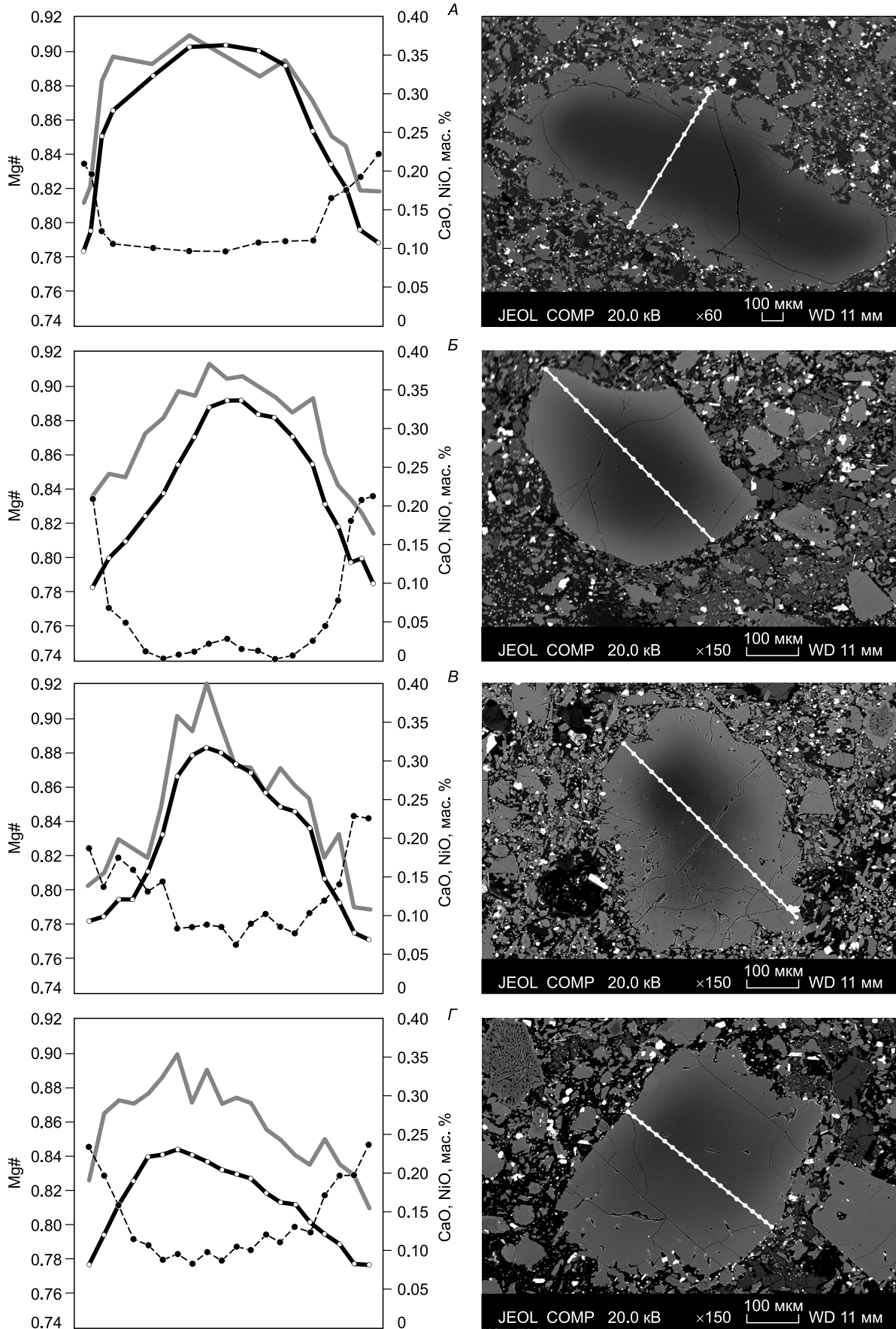


Рис. 3. Результаты $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирования обр. В15.

Рис. 4. (Начало)



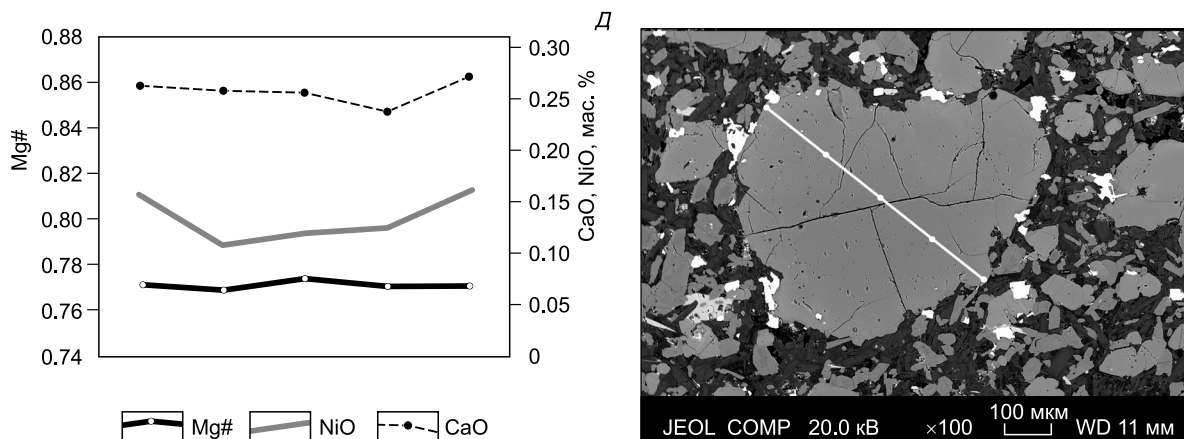


Рис. 4. Зависимость содержания CaO и NiO от магнезиальности оливина; фотографии ксеногенных оливинов.

Фотографии получены на микроанализаторе Superprobe JXA-8200 (JEOL Ltd, Япония) при ускоряющем напряжении 20 кВ, токе зонда 20 нА, диаметре зонда 1 мкм. Изображения во всех образцах получены в режиме обратнорассеянных электронов. А — ВВ1; Б — В26; В — В15; Г — В26; Д — В26. Здесь и на рис. 5: белые линии и точки — сканирование и места определения составов соответственно.

сыщенными SiO_2 базальтовыми расплавами [Shaw, Dingwell, 2008]. Оливины зональны, от центра к краю в них происходит уменьшение Mg#, содержания NiO и увеличение CaO (см. рис. 4, А). В центре зерен присутствует зона однородного состава, характерного для равновесных оливинов мантийных перидотитов. Ее ширина неодинакова для разных элементов, т. е. содержание CaO еще сохраняется как в мантийном перидотите, а содержания NiO и Fo уже уменьшаются. Это может быть результатом разной скорости диффузии элементов на контакте оливин — базанит. Меньшая скорость диффузии CaO была показана при моделировании процесса ассимиляции ксенокристов оливина базальтами с использованием реально наблюдаемых профилей изменения состава оливина [Costa, Dungan, 2005]. Образование округлых кристаллов может происходить при их растворении [Donaldson, 1985]. Наличие диффузионной зональности в оливинах свидетельствует о меньшей скорости растворения по сравнению со скоростью диффузионного процесса [Liang, 2000]. Очевидно, эти зерна представляют собой ксеногенные оливины (Ol 1) мантийных перидотитов.

Идиоморфные и гипидиоморфные оливины имеют другой вид концентрационных профилей Fo, NiO и CaO, а именно: центральная зона однородного состава имеет близкую ширину для всех элементов, уменьшение Fo и содержания NiO к краю зерна сопровождается ростом содержания CaO. Такой вид профилей может быть обусловлен кристаллизацией из расплава (см. рис. 5). В центре этих зерен (Ol 2) Mg# варьирует от 0.86 до 0.81, содержание CaO — от 0.10 до 0.18 и NiO — от 0.19 до 0.32 мас. %. Однородные идиоморфные мелкие зерна оливинов (Ol 3) имеют Mg# ~ 0.77, содержание CaO ~ 0.25, NiO ~ 0.15 мас. %. По составу они подобны краевым частям зональных ксенокристов и вкрапленников. Следовательно, эти оливины кристаллизовались из последней порции базальтового расплава.

Таким образом, нами обнаружено несколько разновидностей оливина: Ol 1 — ксеногенный, Ol 2 — базальтовый (I генерация) и Ol 3 — мелкие гомогенные зерна основной массы (II генерация). Следует отметить, что формирование нескольких генераций оливина из базальтового расплава наблюдается во многих случаях [Альмухамедов и др., 1983, 1985; Zolotukhin et al., 1996].

Пироксены. Во всех образцах присутствуют фенокристы (< 500 мкм) и мегакристы (0.7 мм) клинопироксена. Также отмечены мелкие зерна пироксена основной массы. Анализы пироксенов представлены в табл. 3. Фенокристы являются диопсидами (Срх 2). Крупные фенокристы зональны. Их магнезиальность варьирует в диапазоне 0.82—0.74. В диопсидах от центра к краю крупных и к более мелким однородным зернам происходит рост содержания Al_2O_3 , TiO_2 и уменьшение — SiO_2 , Mg# без изменения содержания CaO и Na_2O (рис. 7). Мелкие зерна пироксена основной массы по своему составу соответствуют диопсидам.

Мегакристы представлены авгитами и, вероятно, являются ксенокристами. Вокруг и по трещинам мегакристов клинопироксена (Срх 1) развита реакционная кайма, состоящая из клинопироксена другого состава и мелких зерен рудного (рис. 8). Их магнезиальность варьирует от 0.86 до 0.76, т. е. почти в том же диапазоне, что и магнезиальность диопсидов. При этом на вариационных диаграммах точки составов авгитов образуют самостоятельные поля (см. рис. 7). От диопсидовых фенокристов они отличаются

Таблица 2.

Представительный анализ вкрапленников оливинов

Компонент	B15				B11/2					
	Ксеногенный оливин O1 1									
	Крупное зональное зерно									
	центр	промежуточная зона		край	центр		промежуточная зона		край	
SiO ₂ , мас. %	40.68	41.72	40.63	38.98	41.02	40.38	40.51	40.48	39.24	38.57
FeO*	8.93	8.91	17.15	18.47	9.22	9.22	9.53	13.11	15.75	21.03
MnO	0.13	0.12	0.36	0.40	0.10	0.10	0.10	0.19	0.28	0.41
MgO	49.26	48.64	42.94	42.16	50.08	50.08	50.17	46.99	44.92	39.48
CaO	0.13	0.12	0.17	0.21	0.13	0.13	0.09	0.07	0.15	0.29
NiO	0.39	0.40	0.24	0.18	0.36	0.36	0.34	0.33	0.29	0.15
Сумма	99.52	99.61	101.5	100.4	100.9	100.3	100.7	101.2	100.6	100.3
Mg#	0.91	0.90	0.82	0.80	0.91	0.91	0.90	0.86	0.84	0.77

Компонент	B04						B26			
	Оливины I генерации (базальтовые) O1 2									
	Крупное зональное зерно						Мелкое гомогенное зерно			
	центр		промежуточная зона		край					
SiO ₂ , мас. %	39.01	40.12	39.05	38.53	39.28	38.76	38.27	37.96	38.01	38.41
FeO*	13.54	14.32	15.80	18.37	18.57	19.37	21.28	20.98	21.02	21.10
MnO	0.17	0.19	0.19	0.30	0.30	0.34	0.40	0.41	0.39	0.43
MgO	46.96	46.19	44.26	42.62	42.01	41.85	40.31	40.53	40.37	40.13
CaO	0.19	0.19	0.22	0.22	0.22	0.26	0.27	0.26	0.27	0.27
NiO	0.25	0.20	0.20	0.19	0.16	0.16	0.15	0.14	0.13	0.14
Сумма	100.1	101.2	99.72	101.2	100.5	100.74	100.7	100.3	100.2	100.5
Mg#	0.86	0.85	0.83	0.79	0.80	0.79	0.77	0.77	0.77	0.77

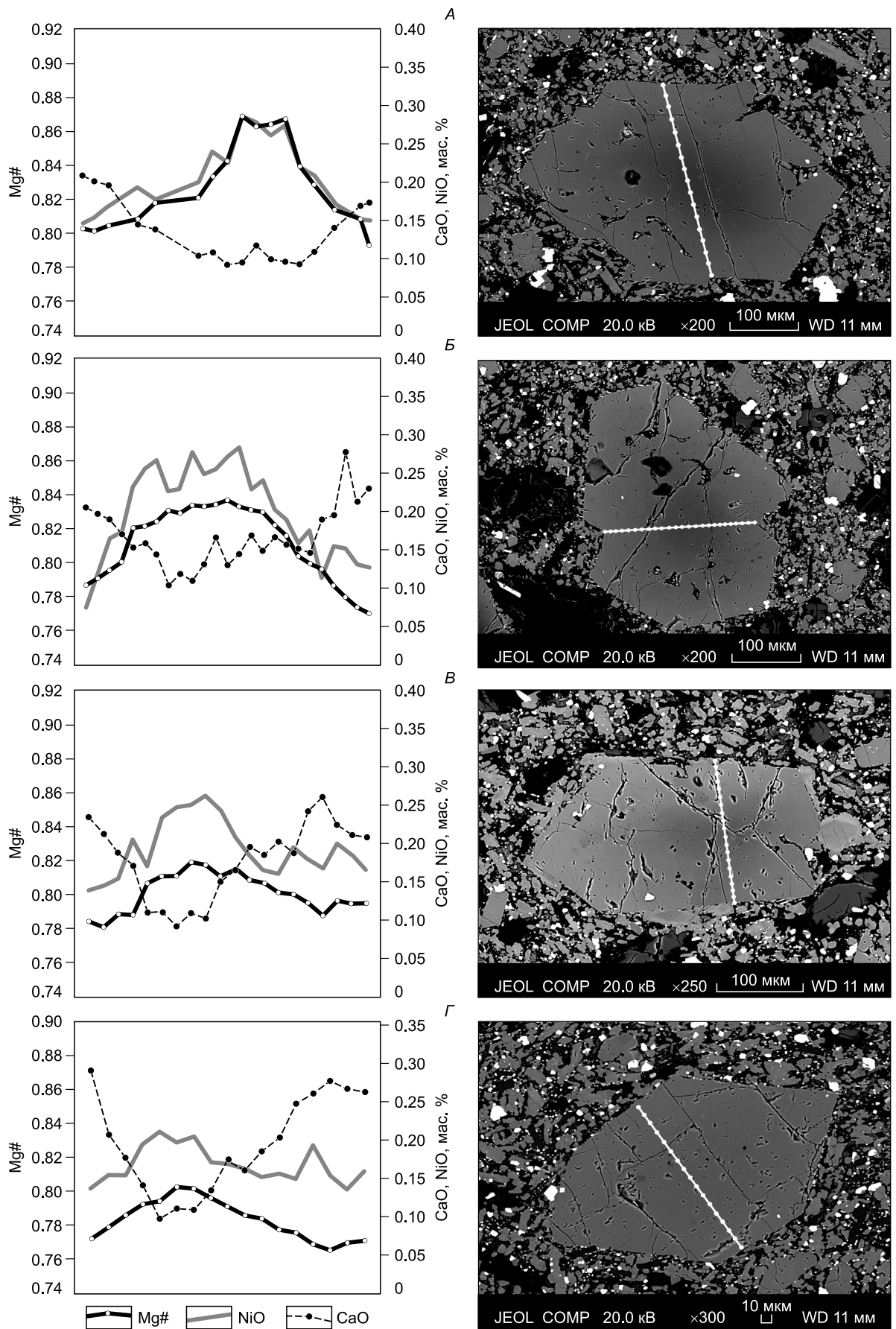
Примечание. Микронзондовые анализы выполнены О.Ю. Белозеровой. Mg# = Mg/(Mg + Fe²⁺) мол. %. Здесь и далее: FeO* — железо общее.

более высокими содержаниями SiO₂, Na₂O и более низкими — CaO, TiO₂. Авгиты характеризуются высокими содержаниями Al₂O₃, Na₂O и низкой концентрацией Cr₂O₃. Высокое отношение Al^{VI}/Al^{IV} свидетельствует о повышенном давлении при образовании мегакристов клинопироксена. Близкие по составу мегакристы клинопироксена описывались ранее в позднекайнозойских меланефелинитах бассейна р. Буркал, их образование объяснялось кристаллизацией щелочных базальтов в магмоподводящих каналах [Ащепков и др., 1996]. Клинопироксен каймы по составу аналогичен составу фенокристов клинопироксена (см. табл. 3) и, следовательно, образуется в результате кристаллизации из базанитового расплава. Реакционные каймы вокруг пироксена описаны в перидотитовых и пироксенитовых ксенолитах из щелочных базальтов [Wang et al., 2012; и др.]. Поэтому возможно, что авгиты не являются глубинными вкрапленниками базанитов Бороздинского гольца. Они, вероятно, представляют собой минералы дезинтегрированных мантийных пироксенитов, так как вследствие низкого содержания Cr₂O₃ они не могут быть клинопироксенами мантийных перидотитов.

Полевые шпаты и фельдшпатоиды. Состав полевых шпатов и фельдшпатоидов приведен в табл. 4. Выявлены три разновидности минералов: первая — редкие незональные вкрапленники, вторая — мелкие лейсты в основной массе и третья — микролиты в тонкораскристаллизованном матриксе. Плаггиоклазы вкрапленников содержат до 49 % анортитового минала. Лейсты более натриевые и соот-

Рис. 5. Зависимость содержания CaO и NiO от магнезиальности оливинов. Фотографии идиоморфных оливинов.

Фотографии получены на микроанализаторе Superprobe JXA-8200 (JEOL Ltd, Япония) при ускоряющем напряжении 20 кВ, токе зонда 20 нА, диаметре зонда 1 мкм. Изображения во всех образцах получены в режиме обратнорассеянных электронов. Для каждого кадра увеличение указано на фотографиях. А — B14-26; Б — B14-15; В — B14-15; Г — B14-26.



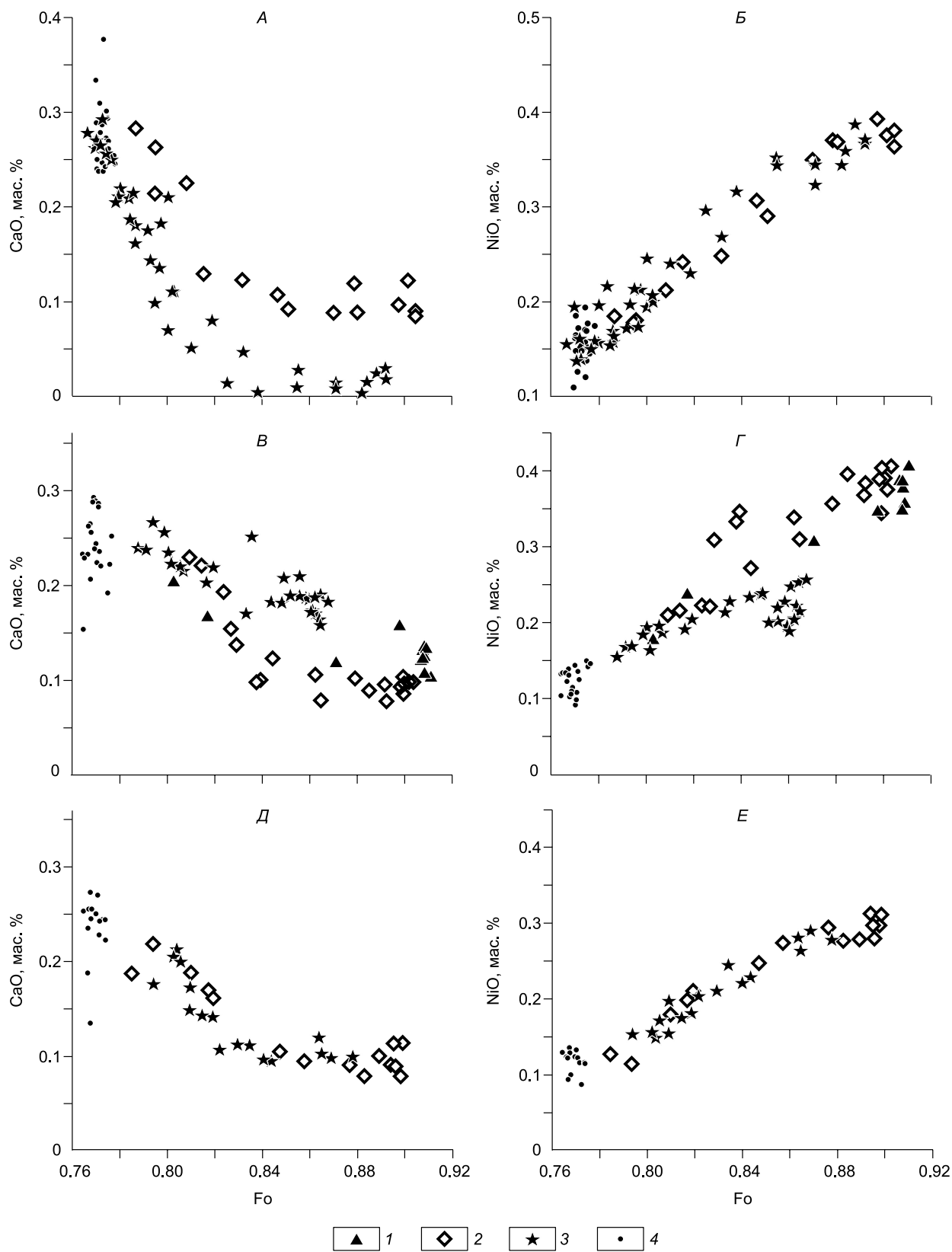


Рис. 6. Зависимость содержания CaO и NiO от Fo в оливинах различной генерации.

A, Б — обр. В26; B, Г — обр. В15; Д, Е — обр. В11/2. 1 — оливин из ксенолита; 2 — ксеногенный оливин из перидотита (Ol 1); 3 — базальтовый оливин (Ol 2); 4 — оливин из основной массы (Ol 3). Горизонтальная шкала — содержание форстеритовой молекулы.

Таблица 3.

Представительный анализ вкрапленников клинопироксена

Компонент	В11-2						В15					В26	
	Срх 1		Срх 1			Мелкое зерно основной массы	Срх 1	Срх 2	Мелкое зерно основной массы			Срх 2	Срх 1
	центр	кайма	центр	кайма	кайма		центр	центр					
SiO ₂ , мас. %	53.30	52.87	52.23	51.63	50.10	50.38	52.60	50.98	46.88	49.88	47.68	51.97	53.84
TiO ₂	0.35	0.41	0.89	1.81	2.50	2.71	1.11	1.01	3.58	3.20	2.99	0.95	0.58
Al ₂ O ₃	6.77	5.47	6.26	3.98	4.86	5.01	7.27	1.73	7.84	4.60	5.12	7.19	0.88
Cr ₂ O ₃	0.10	0.17	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	0.75	0.64	н/о	н/о	н/о
FeO*	5.08	4.18	6.81	5.34	6.43	6.50	6.89	7.93	6.69	6.65	7.58	7.14	6.25
MnO	0.13	0.10	0.12	0.12	0.14	0.11	0.11	0.29	0.10	0.13	0.10	0.12	0.14
MgO	17.12	15.22	15.42	13.43	13.12	12.77	14.69	13.54	11.56	12.99	12.73	14.22	15.77
CaO	16.20	21.64	16.29	22.46	22.30	21.99	15.78	22.09	22.21	21.87	22.57	16.20	21.52
Na ₂ O	1.94	0.94	2.58	1.10	1.14	1.28	2.09	0.70	1.07	1.10	0.49	2.03	0.81
Сумма	101.0	101.0	100.6	99.9	100.6	100.8	100.5	98.3	100.7	100.0	99.3	99.81	99.79
Wo, %	36.75	46.90	40.67	47.17	49.89	49.51	37.55	47.96	52.00	49.03	49.89	38.87	44.96
En	54.05	45.91	47.19	46.61	40.84	40.00	48.63	40.91	37.65	40.52	39.16	47.48	45.86
Fs	9.20	7.19	12.71	5.64	9.28	10.50	13.81	11.13	10.35	10.46	10.96	13.65	9.18
Mg#	0.865	0.845	0.816	0.798	0.786	0.778	0.789	0.776	0.784	0.794	0.782	0.777	0.838

Примечание. Здесь и далее: н/о – ниже предела обнаружения 0.1 %.

ветствуют следующей формуле $Ab_{53-63}An_{35-45}Or_{1-2}$. Микролиты плагиоклаза из интерстиций относятся к кислой разности с формулой $Ab_{61-66}An_{11-25}Or_{10-22}$. Кроме того, в интерстициях наблюдаются нефелин и лейцит (см. табл. 4). Состав лейцита полностью отвечает стехиометрической формуле минерала. Нефелин содержит до 4 мас. % K₂O. Такие концентрации калия в нефелинах являются обычными для этого минерала [Самсонова, 1973; Икорский, 1980].

Окиснорудные минералы представлены мелкими зернами ильменита, титаномагнетита и хромшпинелида. Данные об их составе приведены в табл. 5.

Ильмениты рассеяны в основной массе. Минерал относится к пикроильменитам с содержанием MgO до 8 мас. %. В пикроильмените в качестве примеси присутствует марганец (до 0.70 мас. % MnO), хром (до 0.70 мас. % Cr₂O₃), а также алюминий и ванадий. Последние два элемента содержатся в незначительном количестве (десятые доли мас. %) (см. табл. 5). Такие содержания элементов-примесей в ильмените характерны для основных пород.

Титаномагнетиты наблюдаются как в виде самостоятельных зерен, так и в сростании с ильменитом (рис. 9). Мелкие зерна минерала в большинстве случаев гомогенны. В более крупных индивидах видны структуры магнетит-ильменитового распада (см. рис. 9). Вероятнее всего, это вызвано тем, что в мелких зернах содержание титана существенно ниже (см. табл. 5). Высокая концентрация TiO₂ в более крупных включениях при понижении температуры приводила к распаду. Минерал содержит большое количество примесей (см. табл. 5). В нем отмечены высокие содержания магния, алюминия и хрома и умеренные — никеля и марганца относительно пород габбровой формации. Подобный состав минералов отмечен в гвайтах и базанитах плато Хэвэн [Цыпукова и др., 2014]. Таким образом, можно сделать вывод, что такие оксиды типичны для щелочных базальтов.

Хромшпинель. Редкие зерна шпинели зональны. Состав центральной части минерала (см.

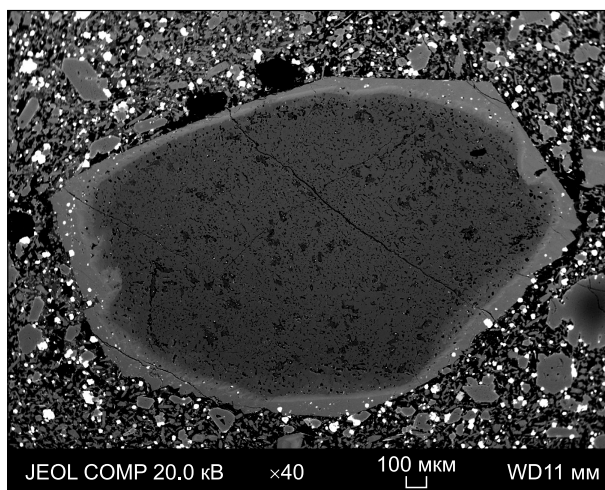


Рис. 7. Микрофотография мегакрита клинопироксена.

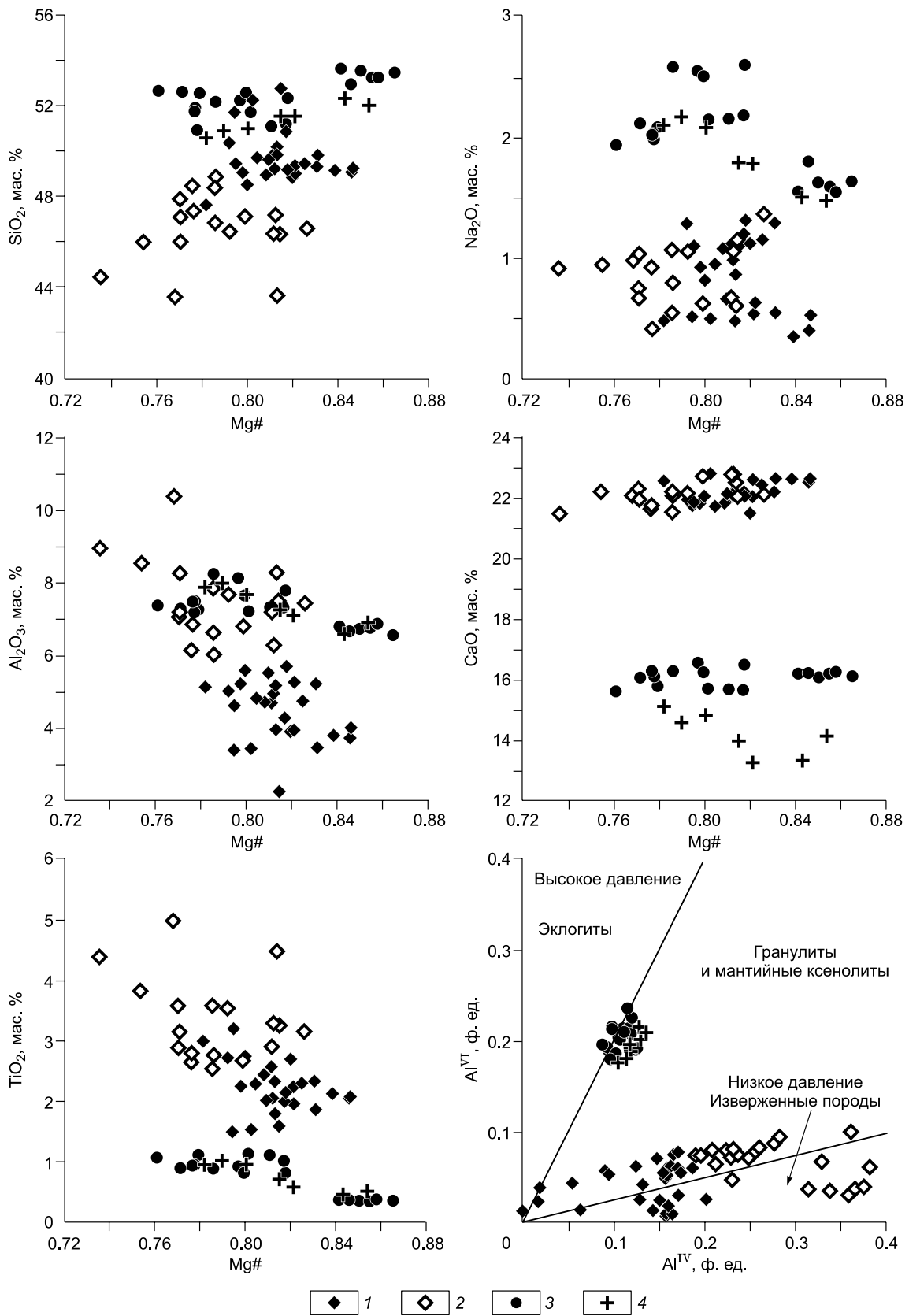


Рис. 8. Составы пироксеновых фенокристов и ксенокристов.

1 — центры фенокристов, 2 — каймы фенокристов, 3 — ксенокристы, 4 — ксенокристы пироксенов из меланефелинитовых лав хр. Хэнтэй [Ащепков и др., 1996]. Поля давлений и составов на диаграмме Al^{VI}—Al^{IV} из [Aoki, Shiba, 1973].

Таблица 4.

Представительный анализ полевых шпатов и фельдшпатовидов

Компонент	B11/3				B15				B26				BB1		B11/3	
	Вкрапленники плагиоклаза				Лейсты плагиоклаза								Микролиты плагиоклаза			
SiO ₂ , мас. %	56.19	55.41	56.60	55.77	53.12	52.26	53.40	52.86	54.59	52.69	52.21	51.94	54.29	54.61	63.16	63.14
Al ₂ O ₃	27.00	28.88	26.73	26.83	28.53	29.64	28.84	28.74	27.66	29.78	29.51	29.84	29.27	28.59	22.97	21.07
FeO*	0.52	0.52	0.52	0.75	0.51	0.40	0.35	0.63	0.54	0.59	0.57	0.68	0.48	0.41	0.30	0.27
CaO	10.02	9.82	9.83	10.04	11.89	12.88	12.01	11.66	10.74	12.43	12.33	12.61	11.36	11.00	4.92	3.03
Na ₂ O	5.47	5.55	5.37	5.20	4.55	3.94	4.50	4.60	4.99	4.01	4.02	3.93	4.78	4.96	6.99	7.25
K ₂ O	0.39	0.40	0.40	0.25	0.28	0.24	0.20	0.21	0.30	0.23	0.19	0.19	0.21	0.22	2.68	3.71
Сумма	99.59	100.6	99.45	98.84	98.88	99.36	99.30	98.70	98.82	99.73	98.83	99.19	100.3	99.79	101.0	98.47
Ab, %	49.18	48.29	49.12	50.85	58.12	63.46	58.90	57.60	53.35	62.24	62.31	63.25	56.08	54.36	60.96	63.77
An	48.54	49.35	48.52	47.65	40.27	35.11	39.92	41.16	44.86	36.37	36.67	35.65	42.67	44.36	23.69	14.74
Or	2.28	2.35	2.36	1.50	1.61	1.43	1.18	1.24	1.80	1.39	1.12	1.10	1.25	1.27	15.35	21.49

Компонент	B15		B26		BB1		B15		B26		B15		BB1	
	Микролиты плагиоклаза		Нефелин				Лейцит							
SiO ₂ , мас. %	62.70	62.42	65.41	48.79	48.63	45.80	45.97	46.03	56.89	57.17	56.52	57.17	56.96	57.06
Al ₂ O ₃	22.35	22.98	21.21	34.35	32.02	33.42	34.45	33.91	22.71	22.61	23.15	22.00	22.98	24.28
FeO*	0.43	0.48	0.37	0.78	0.75	0.72	0.74	0.81	0.32	0.33	0.31	0.40	0.50	0.44
CaO	4.32	5.19	2.32	0.76	0.73	1.81	1.01	0.90	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о
Na ₂ O	7.34	7.42	7.58	12.27	13.33	13.21	15.02	15.87	н/о	н/о	0.30	0.18	н/о	0.12
K ₂ O	2.59	1.74	3.84	2.84	3.10	4.02	4.26	4.42	20.43	20.23	18.08	17.89	20.70	19.56
Сумма	99.73	100.2	100.7	99.79	98.56	98.98	101.4	101.9	100.4	100.4	98.36	97.64	101.2	101.4
Ab, %	64.20	64.88	66.56	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
An	20.88	25.11	11.23	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Or	14.92	10.00	22.20	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—

Примечание. FeO* — железо общее.

табл. 5) сопоставим с составом хромшпинелей из мантийных ксенолитов [Ащепков и др., 1996; Litasov, Taniguchi, 2002]. Вероятнее всего, это реликты гранатовых и шпинелевых лерцолитов. Аналогичные хромшпинели обнаружены в базанитах плато Хэвэн [Цыпукова и др., 2014].

Единичные зерна сульфида представлены пирротинном с содержанием железа 78 мас. % и никеля около 3 мас. %.

ПЕТРОГЕННЫЙ И РЕДКОЭЛЕМЕНТНЫЙ СОСТАВЫ ПОРОД

Валовой петрогенный и редкоэлементный составы образцов приведены в табл. 6. Породы высокомагнезиальные, содержание магния меняется от 11.81 до 14.77 мас. % MgO. В породах отмечается до 15 % нормативного нефелина. На диаграмме кремнекислотность—щелочность большая часть точек составов пород попадает в поле базанитов (рис. 10) [Le Bas et al., 1986]. Три образца (B1, B04 и BB2) содержат единичные вкрапленники оливина, следовательно, их можно считать афировыми. Разница в петрогенном составе афировых и порфировых базанитов незначительна. С увеличением количества вкрапленников в породе происходит увеличение

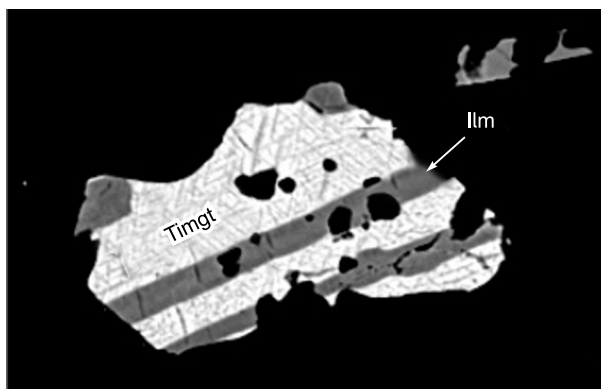


Рис. 9. Микрофотография окиснорудной фазы.

Ilm — ильменит, Timgt — титаномагнетит с распадом, обр. B11/3. Изображение получено в режиме обратнорассеянных электронов. Размер зерна 40×50 мкм.

Таблица 5.

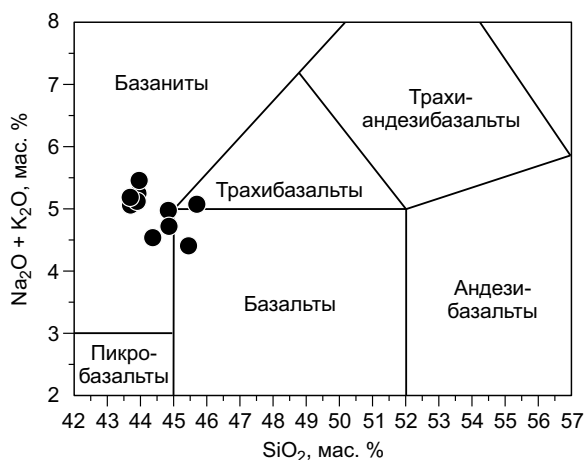
Представительный анализ окиснорудных минералов

Компонент	B11/3				B15	B26		BB1	B11/3				B15	B11/3	B26
	Ильменит										Титаномагнетит				
											Мелкие зерна				
TiO ₂ , мас. %	52.91	52.20	50.86	52.20	52.46	42.78	50.51	50.53	51.26	9.31	8.96	10.35	9.97	6.21	
Al ₂ O ₃	0.10	0.14	0.21	н/о	н/о	0.48	0.33	0.11	0.28	4.82	3.73	3.26	4.12	3.18	
Cr ₂ O ₃	0.27	0.27	0.17	0.18	0.17	0.72	0.16	0.14	н/о	2.08	1.78	3.93	2.26	1.88	
V ₂ O ₃	н/о	н/о	н/о	0.25	н/о	0.24	н/о	0.18	н/о	0.11	н/о	н/о	0.10	0.10	
Fe ₂ O ₃	—	—	—	—	—	—	—	—	—	50.00	52.48	50.90	49.87	54.49	
FeO	40.28	40.38	39.40	37.27	39.40	45.59	38.79	39.83	39.13	29.60	29.21	28.33	30.89	31.73	
MnO	0.59	0.56	0.34	0.70	0.34	0.61	0.34	0.66	0.70	0.12	0.13	0.44	0.18	0.16	
NiO	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	0.25	0.26	0.22	0.24	0.28	
MgO	6.56	6.15	5.24	8.00	5.24	7.30	7.65	7.55	7.10	2.80	2.78	2.93	2.61	1.84	
Сумма	100.8	99.78	96.31	98.68	97.77	97.80	97.85	99.05	98.64	99.09	99.33	100.6	100.2	99.87	

Компонент	B26				B11/3	BB1					B15				
	Титаномагнетит										Хромшпинель				
	Крупные зерна					Крупные зерна					центр		край		
TiO ₂ , мас. %	15.75	13.45	15.82	20.29	19.65	14.00	13.74	18.41	19.23	19.06	18.70	0.10	0.09	5.98	6.28
Al ₂ O ₃	3.50	3.63	2.35	2.00	1.96	2.45	2.52	2.03	2.43	2.35	2.40	29.48	29.08	15.88	14.87
Cr ₂ O ₃	0.75	1.37	0.81	1.07	1.11	0.80	0.71	0.59	0.93	0.96	0.99	34.51	34.95	20.20	20.14
V ₂ O ₃	н/о	0.19	н/о	н/о	0.15	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о
Fe ₂ O ₃	48.83	49.17	47.85	44.64	45.05	49.43	49.30	45.25	45.41	46.09	46.23	4.85	5.02	22.38	23.11
FeO	27.18	29.45	28.91	26.91	26.06	28.50	29.58	28.14	27.39	26.66	25.72	19.24	19.31	26.79	27.32
MnO	0.60	0.22	0.55	0.60	0.56	0.51	0.53	0.58	0.57	0.61	0.60	0.57	0.55	0.58	0.58
NiO	0.25	0.20	0.22	0.19	0.17	0.18	0.19	0.16	0.15	0.15	0.16	0.14	0.11	0.12	0.17
MgO	2.50	2.36	4.29	4.87	4.93	3.32	3.41	3.95	4.41	4.59	4.70	11.02	10.98	7.96	7.75
Сумма	99.36	100.0	100.8	100.8	99.58	99.19	99.98	99.11	100.5	100.4	99.50	99.94	100.1	99.99	100.3
Mg#	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0.51	0.51	0.36	0.35
Cr#	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0.44	0.45	0.46	0.48
Fe#	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0.55	0.57	0.31	0.33

Примечание. Fe₂O₃ и FeO в шпинели и титаномагнетите рассчитаны по стехиометрии.

содержания магния и, как следствие разубоживания, уменьшается количество других петрогенных элементов. В афировых разностях отмечается обратная картина: некоторое уменьшение MgO (до 2 мас. %), Cr и Ni, а также увеличение содержания Al₂O₃. Фиксируется достаточно высокое содержание титана — более 2 мас. % TiO₂ и фосфора — более 0.5 мас. % P₂O₅. Вулканыты относятся к натрий-калиевой серии, так как наблюдается превышение натрия над калием.



Во всех исследованных образцах отмечено повышенное по сравнению со средним составом расплавов океанических островов [Наумов и др., 2016] содержание хрома (до 1369 г/т), никеля (до 686 г/т), РЗЭ, Nb, Sr и Ва. На наш взгляд, повышенные количества хрома и никеля можно объяснить большой примесью ксеногенных минералов: оливина с высоким содержанием Ni и хромшпинели с высоким хромом. Относительно других редких элементов оливины почти

Рис. 10. Расположение точек составов вулканыты Борздинского гольца на диаграмме кремнекислотность—щелочность [Le Bas et al., 1986].

Таблица 6.

Химический и редкоземельный (г/г) составы вулканитов

Компонент	B1	B04	B06	B11/2	B11/3	B12	B15	B23	B24	BB1	BB2
	Базанит				Базальт	Базанит	Базальт	Базанит			Трахитба- зальт
SiO ₂ , мас. %	43.93	43.70	43.90	44.84	45.45	44.84	43.69	44.86	44.37	43.96	45.70
TiO ₂	3.02	2.56	2.76	2.42	2.00	2.12	2.95	2.35	2.11	2.57	2.76
Al ₂ O ₃	12.51	12.09	11.98	11.86	11.47	11.86	11.88	11.62	11.55	12.04	12.47
Fe ₂ O ₃ *	11.73	11.80	11.39	11.28	12.87	12.25	11.58	11.02	12.62	11.47	11.07
MnO	0.19	0.19	0.19	0.19	0.18	0.19	0.18	0.19	0.19	0.18	0.18
MgO	12.27	12.66	13.56	14.02	14.49	14.02	13.29	14.77	14.63	12.84	11.81
CaO	9.94	9.89	9.83	9.32	9.61	9.32	9.96	9.35	9.51	9.81	9.90
Na ₂ O	3.57	3.56	3.72	3.54	3.15	3.54	3.68	3.31	3.21	3.79	3.72
K ₂ O	1.68	1.50	1.40	1.44	1.26	1.44	1.51	1.41	1.33	1.67	1.35
P ₂ O ₅	0.68	0.62	0.76	0.61	0.50	0.61	0.62	0.54	0.65	0.65	0.53
П.п.п.	0.34	0.45	0.26	0.24	0.17	0.24	0.22	0.27	0.16	0.25	0.24
Сумма	99.86	99.02	99.75	99.76	101.15	100.43	99.56	99.69	100.33	99.23	99.73
Sc, г/г	27	25	27	26	28	26	27	28	27	25	30
V	248	218	225	218	223	218	233	210	224	228	214
Cr	832	856	958	1022	1207	1369	1010	1314	979	729	707
Co	67	39	68	67	69	67	65	65	70	64	58
Ni	444	513	538	490	666	674	555	686	615	484	406
Rb	34	32	26	32	43	30	34	34	27	32	34
Sr	753	763	828	685	740	756	685	661	806	799	674
Y	32	32	32	29	21	27	28	27	30	29	29
Zr	243	227	238	210	187	210	220	187	197	217	219
Nb	78	61	78	65	50	65	70	57	64	71	70
Ba	491	452	441	412	432	443	419	404	441	479	515
La	44	43	47	39	41	32	41	36	41	41	39
Ce	85	83	95	77	68	76	81	77	82	77	84
Pr	10.0	9.90	10.50	8.70	7.50	8.70	8.80	7.80	9.30	8.80	9.10
Nd	41	41	43	36	31	36	38	32	37	35	33
Sm	8.60	8.70	8.80	7.30	6.60	7.30	8.20	6.70	8.00	7.80	6.90
Eu	2.99	2.81	2.99	2.57	2.29	2.57	2.71	2.33	2.62	2.63	2.46
Gd	8.30	7.80	8.30	7.70	6.70	7.70	8.00	7.30	7.50	7.90	8.10
Tb	0.99	0.99	1.06	0.96	0.98	1.08	1.00	0.88	1.11	0.98	0.98
Dy	6.70	6.40	6.50	6.20	5.40	6.20	6.00	5.70	6.30	6.30	6.10
Ho	1.24	1.16	1.19	1.13	1.04	1.13	1.12	1.06	1.20	1.11	1.13
Er	3.06	2.97	3.08	2.89	2.70	1.89	2.80	2.25	3.23	2.85	2.97
Tm	0.38	0.36	0.38	0.37	0.35	0.37	0.34	0.35	0.39	0.35	0.38
Yb	2.28	2.04	2.09	2.14	2.32	1.98	2.03	2.01	2.23	2.12	2.28
Lu	0.30	0.27	0.30	0.28	0.27	0.28	0.28	0.28	0.30	0.26	0.34
Ta	4.38	3.61	4.30	3.59	2.91	3.59	4.00	3.21	3.48	3.75	4.01
Hf	4.88	6.17	6.81	3.93	3.93	3.93	4.95	4.17	3.85	4.06	4.27
Pb	3.31	1.99	2.86	2.84	2.70	2.84	1.84	2.86	3.09	2.29	2.65
Th	5.82	5.24	5.21	4.88	4.29	5.10	4.79	4.41	5.30	5.07	5.30
U	1.52	1.38	1.52	1.33	1.13	1.32	1.27	1.15	1.36	1.38	1.29

Примечание. Аналитики: В.И. Ложкин, Н.Н. Пахомова, А.Л. Финкельштейн. Fe₂O₃* — железо общее.

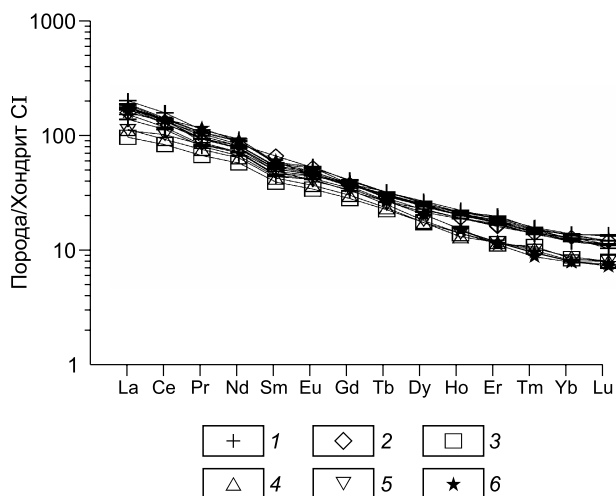


Рис. 11. График распределения РЗЭ в вулканитах Бороздинского гольца и других вулканических ареалов ЮБВО.

1 — вулканиты Бороздинского гольца; 2 — OIB [Sun, McDonough, 1989]; 3—5 — щелочные базальты ЮБВО, 3 — Окин-ский сектор; 4 — Тункинский сектор; 5 — Хубсугульский сектор [Ярмолюк и др., 2003]; 6 — базаниты плато Хэвэн [Цыпукова и др., 2014].

стерильны, и их присутствие не вносит значимого изменения геохимических характеристик. Спектр распределения РЗЭ в базанитах полностью совпадает с таким у базальтов океанических островов (OIB) (рис. 11) [Sun, McDonough, 1989]. Также наблюдается хорошая сходимость с аналогичным спектром для щелочных базальтов ЮБВО [Яр-

молюк и др., 2003; Цыпукова и др., 2014]. Еще одной геохимической особенностью является достаточно высокая степень фракционирования РЗЭ ($La/Yb = 16—20$; $Dy/Yb = 2.7—3.1$). Значения индикаторных редкоземельных соотношений в вулканитах также соответствуют OIB ($Ba/Nb = 6.5—9.5$; $Nb/Zr = 0.29—0.32$). Базальтоиды Бороздинского гольца обогащены HFSE относительно LILE и LREE и имеют низкие отношения Rb/Sr и высокие U/Pb и Th/Pb .

На спайдер-диаграмме (рис. 12) наблюдается полное сходство изученных пород с базальтами ЮБВО.

ИЗОТОПНЫЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ БАЗАЛЬТОИДОВ

По современным представлениям, источниками базальтов океанических островов могут служить мантийные источники NIMU, EM I, EM II [Weaver, 1991; и др.]. Для выяснения природы изотопных источников базальтоидов Бороздинского гольца Южного Забайкалья в породах был исследован изотопный состав Sr, Nd и Pb. Результаты полученных анализов приведены в табл. 7. Изотопные характеристики кайнозойских базальтоидов Южно-Байкальской (ЮБВО) и Южно-Хангайской (ЮХВО) вулканических областей суммированы в работах [Рассказов и др., 2002; Ярмолюк и др., 2003; Barry et al., 2003; Саватенков и др., 2010; Цыпукова и др., 2014]. Проведенные исследования показали, что вариации изотопного состава Sr, Nd и Pb в кайнозойских базальтоидах этих вулканических областей определяются главным образом процессами взаимодействия между истощенными источниками вещества — DM и/или PREMA и обогащенным источником типа EM I. Изотопные характеристики базальтоидов Бороздинского гольца несколько отличны от выявленной общей тенденции. Изотопная Sr-Nd характеристика пород (рис. 13) позволяет охарактеризовать источник их вещества как близкий к умеренно истощенному источнику PREMA, так как они заметно более деплетированы составами неодима ($\epsilon_{Nd} = 4.9—6.1$) и стронция ($^{87}Sr/^{86}Sr = 0.7038—0.7039$) по сравнению с базальтоидами ЮБВО и ЮХВО, где $\epsilon_{Nd} \leq 4$ и $^{87}Sr/^{86}Sr \geq 0.7041$. Напротив, изотопный состав свинца исследованных базальтоидов характеризуется более радиогенным составом по сравнению с таковым в базальтоидах ЮБВО и ЮХВО, а также средних составах MORB и PREMA, что следует из диаграмм $^{207}Pb/^{204}Pb—^{206}Pb/^{204}Pb$ (рис. 14, А) и $^{208}Pb/^{204}Pb—^{206}Pb/^{204}Pb$ (рис. 14, Б). На них точки составов базальтоидов как ЮБВО, ЮХВО, так и Бороздинского гольца образуют единые сериальные тренды, но в обоих случаях последние наращивают наиболее радиогенные их части. При этом источником дополнительной радиогенной составляющей могут выступать источники как EM II, так и NIMU. На изотопной вариационной диаграмме $\epsilon_{Nd}—^{206}Pb/^{204}Pb$ (рис. 15, А)

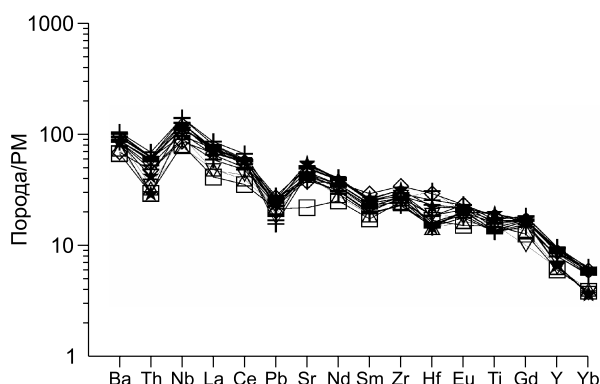


Рис. 12. Диаграмма распределения элементов в вулканитах Бороздинского гольца и других вулканических ареалов ЮБВО.

Усл. обозн. см. на рис. 11.

Таблица 7.

Изотопные характеристики базальтоидов

№ обр.	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_{\text{изм.}}$	$\pm 2\text{SE}$	ϵ_{Sr}	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{изм.}}$	$\pm 2\text{SE}$	ϵ_{Nd}	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$\pm 2\text{SE}$	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$\pm 2\text{SE}$	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$\pm 2\text{SE}$
ВВ1	0.1391	0.70385	3	-9.2	0.1307	0.512948	22	6.0	18.8412	18	15.5410	14	38.8903	38
В11/2	0.1670	0.70392	2	-8.2	0.1311	0.512888	8	4.9	18.8142	13	15.5430	12	38.8628	31
В15	0.1300	0.70386	1	-9.1	0.1319	0.512919	10	5.5	18.6751	12	15.5325	10	38.6828	29
В26	0.0998	0.70384	4	-9.4	0.1297	0.512925	6	5.6	18.4971	20	15.5281	17	38.4961	45

точки составов базальтоидов Бороздинского гольца образуют компактную группу, отчетливо обособленную от таковых для базальтоидов ЮБВО и ЮХВО и смещенную относительно источника PREMA в область более радиогенных величин отношения $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$. Однако незначительная величина этого сдвига не позволяет, как и на диаграммах изотопной эволюции свинца, уверенно определить источник радиогенной добавки. Более определенно этот вопрос решается на основе оценки вариаций изотопных составов базальтоидов в координатах $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ — $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (см. рис. 15, Б), где точки составов Бороздинского гольца образуют отчетливый тренд от источника PREMA к источнику HIMU, характеризующийся постоянством деплетированного изотопного состава стронция и ростом радиогенности изотопного состава свинца.

Таким образом, Sr-Nd-Pb изотопная систематика базальтоидов Бороздинского гольца свидетельствует о том, что доминирующим мантийным источником для них служил источник PREMA при резко подчиненном участии источника HIMU, что отличает их от базальтоидов ЮБВО и ЮХВО, изотопный состав которых контролируется процессом смешения источников PREMA и EM I.

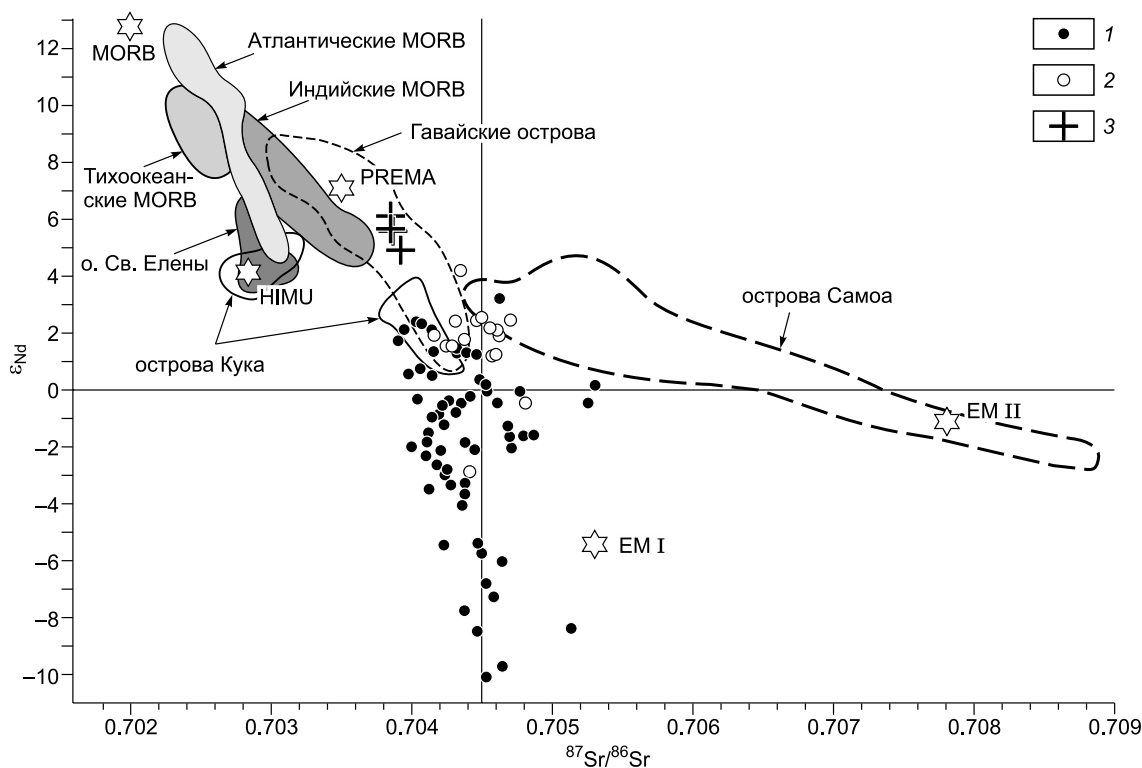


Рис. 13. Изотопная диаграмма ϵ_{Nd} — $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ для неогеновых базальтоидов:

1 — Южно-Байкальской вулканической области [Рассказов и др., 2002; Ярмолюк и др., 2003; Цыпукова и др., 2014]; 2 — Южно-Хангайской вулканической области [Barry et al., 2003; Саватенков и др., 2010], 3 — Бороздинского гольца. Составы мантийных источников, EM I, EM II, HIMU даны по [Armienti, Gasperini, 2007; Jackson, Dasgupta, 2008], PREMA — по [Zindler, Hart, 1986]. Поля составов базальтов MORB и некоторых OIB показаны по следующим источникам: атлантические MORB — [Paulick et al., 2010; Сколотнев, 2014]; тихоокеанские MORB — [Hamilin et al., 2011]; индийские MORB — [Mahoney et al., 2002]; Гавайские острова — по базам данных [Stracke, 2012]; о. Св. Елены — [Chaffey et al., 1989]; острова Кука — [Palacz, Saunders, 1986]; острова Самоа — [Palacz, Saunders, 1986; Workman et al., 2004].

СОСТАВ РОДОНАЧАЛЬНОГО РАСПЛАВА, МАНТИЙНЫЕ ИСТОЧНИКИ

Прежде всего, следует отметить, что наличие даже небольшого количества ксеногенных оливинов и авгитов, особенно высокомагнезиального оливина, привело к искажению петрогенного состава базальтов, что выразилось в повышенной магнезиальности пород. Однако это не повлияло существенно на распределение редких элементов.

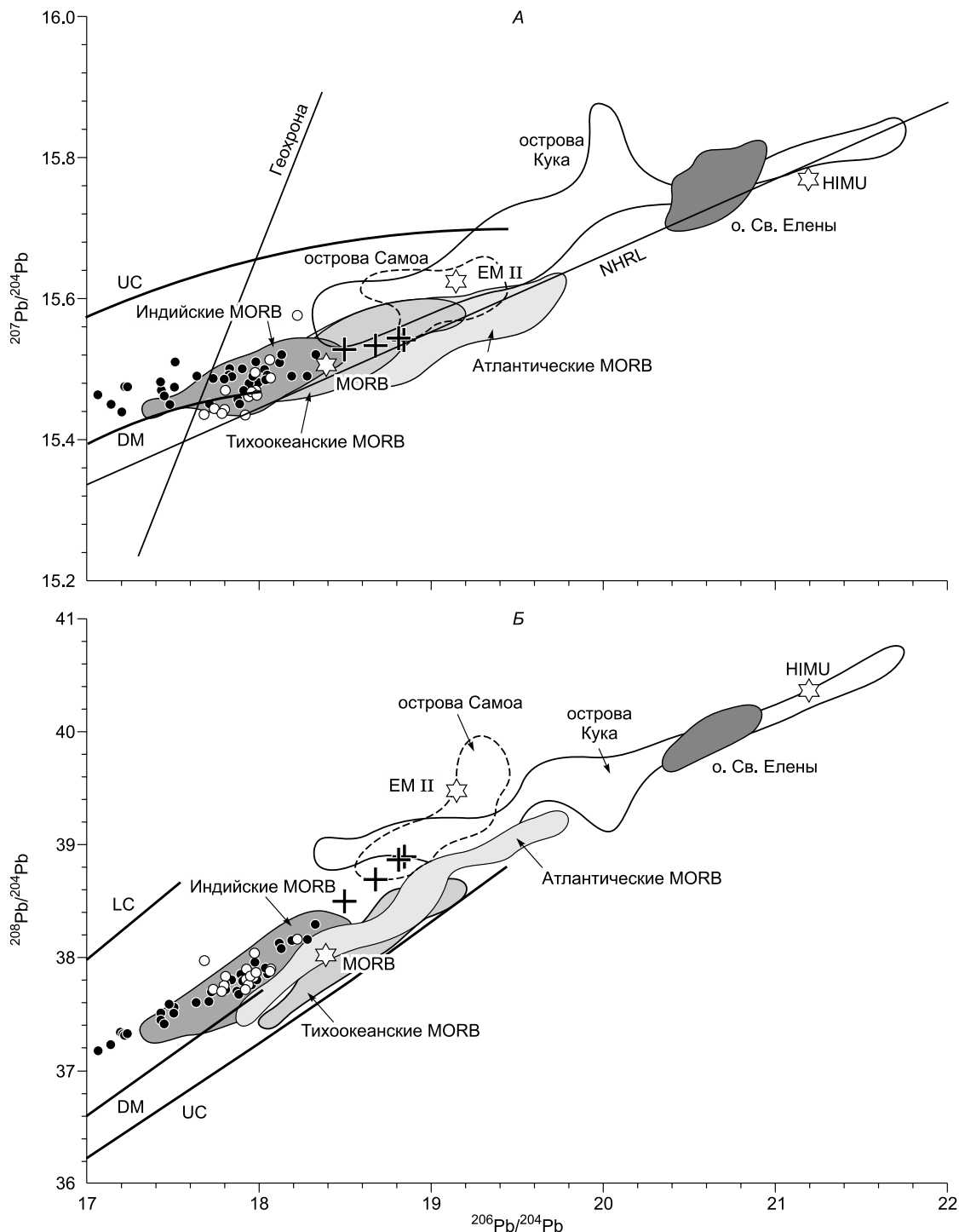


Рис. 14. Диаграммы изотопной эволюции свинца в координатах $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ — $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (А) и $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ — $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (Б) для неогеновых базальтоидов.

Линии изотопной эволюции Pb в верхней коре (UC), нижней коре (LC) и деплетированной мантии (DM) даны по [Zartman, Doe, 1981]. Остальные усл. обозн. см. на рис. 13.

Для расчета состава родоначального расплава [Herzberg, 2006] могут быть использованы афировые базальты. Под родоначальным понимается состав расплава, равновесного к наиболее магнезиальному оливиновому вкрапленнику, наблюдаемому в рассматриваемых базальтах. Составы родоначального расплава базанитов Чикокона равновесны к оливину с $Mg\# = 0.86$. Для получения равновесного расплава из состава пяти образцов пород проводилось пошаговое удаление оливина с $Mg\# = 0.91$ до достижения равновесия с оливином с $Mg\# = 0.86$. Процедуры удаления оливина и оценки равновесия расплав—

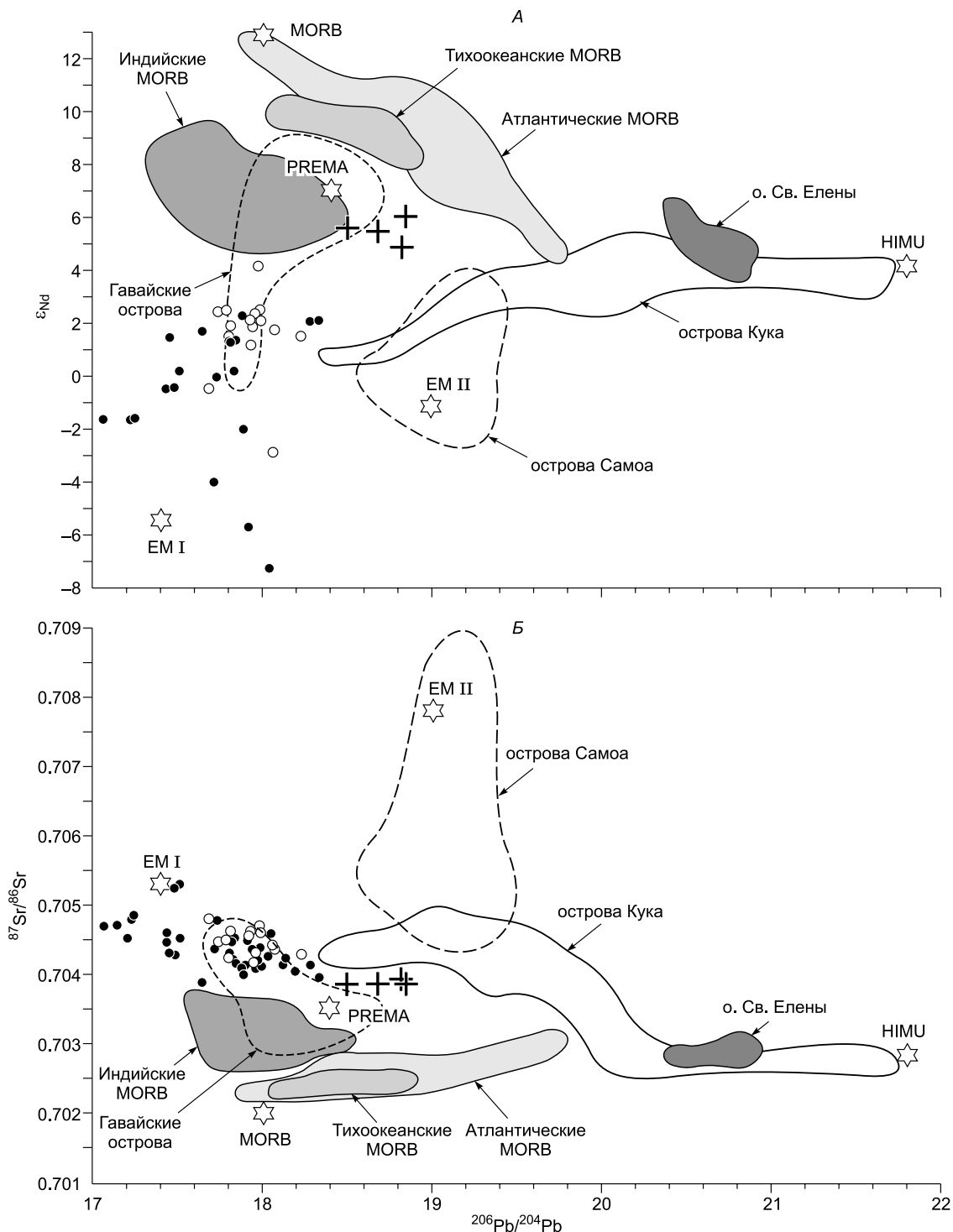


Рис. 15. Изотопные диаграммы в координатах ϵ_{Nd} — $^{206}Pb/^{204}Pb$ (А) и $^{87}Sr/^{86}Sr$ — $^{206}Pb/^{204}Pb$ (Б) для неогеновых базальтоидов.

Остальные усл. обозн. см. на рис. 13.

Таблица 8.

Рассчитанный состав родоначального расплава (мас. %)

Номер образца	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	Сумма
B1	44.99	3.37	13.98	1.67	9.41	0.20	8.70	11.10	3.96	1.87	0.75	100
B04	45.14	3.27	12.46	1.81	10.29	0.19	9.61	10.79	3.88	1.83	0.73	100
BB1	45.38	2.95	13.77	1.67	9.13	0.20	8.69	11.22	4.32	1.86	0.72	100
B23	46.37	2.80	14.09	1.55	8.70	0.20	8.30	11.39	4.10	1.80	0.70	100
B24	45.81	2.40	13.18	1.65	10.20	0.22	9.85	10.80	3.65	1.50	0.74	100

оливин осуществлялись с помощью приложений к статье [Putirka, 2008; Danyushevsky, Plechov, 2011]. Рассчитанный состав родоначального расплава, равновесного к оливину с $Mg\# = 0.86$, приведен в табл. 8. Определенный родоначальный расплав имеет нефелин-нормативный состав, умеренные содержания MgO и CaO. Для центральных частей оливина из базанитов в условиях системы кристалл—расплав рассчитаны температура и давление равновесия оливин—расплав и диопсид—расплав [Putirka, 2008]. Полученные расчетные данные показали, что температуры кристаллизации и давления равновесия $Fo_{0.86}$ с базанитовым расплавом составляют $T = 1379—1293$ °C, а $P = 1.15—1.06$ ГПа. Следовательно, можно сделать вывод, что формирование родоначального расплава началось не ниже температуры 1379 °C и давления 1.15 ГПа. Следующей кристаллизующейся фазой был диопсид. Для центральных частей вкрапленников с составом Wo — 44.96, En — 45.86, Fs — 9.18 % по той же схеме [Putirka, 2008] температура определена в 1174—1122 °C, а давление 0.94—0.926 ГПа. Разница в PT -параметрах для оливина и диопсида позволяет предположить, что подъем расплава происходил достаточно быстро. На высокую скорость подъема расплава к поверхности указывает также то, что вкрапленники как оливина, так и пироксена зональны. В случае долгого нахождения в промежуточных камерах должна была наступить полная гомогенизация кристаллов.

На основе анализа экспериментальных данных по плавлению перидотитов и петрологических построений было показано [Herzberg, 2006, 2011], что первичные расплавы, образующиеся при плавлении перидотита, характеризуются более высокими содержаниями CaO, чем продукты плавления пироксенитового источника. Тестирование состава рассчитанного для базальтоидов Бороздинского гольца родоначального расплава в программе PRIMELT3 [Herzberg, Asimow, 2015] показало, что для него более вероятен пироксенитовый источник из-за низкого содержания CaO. Это согласуется с низким содержанием CaO в наиболее магнезиальных оливиновых вкрапленниках базанитов Бороздинского гольца. Более низкие содержания CaO, MnO и более высокие NiO в оливиновых фенокристаллах базальтов, образовавшихся из пироксенитов, по сравнению с оливинами эффузивов перидотитового источника отмечались А.В. Соболевым с соавторами [Sobolev et al., 2005, 2007].

В качестве мантийного источника для нефелин-нормативных OIB в работе [Herzberg, 2011] рассматриваются оливиновые пироксениты (Ol + Crx + Grt). Они могут быть кумулятивной частью рециклированной океанической коры или результатом твердофазовых реакций между эклогитами и перидотитами в нижней мантии [Herzberg, 2011]. Частичное плавление оливиновых пироксенитов может дать расплавы с характеристиками, наблюдаемыми у базанитов Бороздинского гольца (низкий SiO₂, CaO, относительно высокий MgO), присутствие оливина в рестите объясняет и «перидотитовые» содержания NiO в оливиновых вкрапленниках.

Подтверждением этого служит тот факт, что на графике MgO—Ni точки составов вулканитов и ксеногенных оливинов располагаются на одной прямой (рис. 16), как предположено А.В. Соболевым с соавторами [Sobolev et al., 2005, 2007]. Нами также было проведено определение температуры и давления кристаллизации ксеногенного авгита, по [Putirka, 2008]. По нашим расчетам, температура формирования ксеногенных мегакристов авгита составляет 1173—1181 °C, а давление 1.03 ГПа. Таким образом,

базанитовый расплав захватывал эти фазы, что подтверждается PT -параметрами формирования родоначального расплава, как показано выше.

По данным ряда исследователей, вулканизм данного региона был вызван действием мантийного диапира [Ащепков и др., 1996; Litasov, Taniguchi, 2002]. Мы предполагаем, что ба-

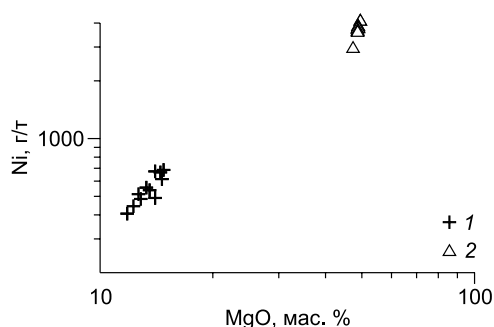


Рис. 16. График Ni—MgO.

1 — базаниты, 2 — ксеногенные оливины.

зальтоидные расплавы, изученные нами, формировались в результате подъема мантийного плюма так же, как для пород плато Хэвэн [Цыпукова и др., 2014].

ВЫВОДЫ

Определены *PT*-условия формирования базальтоидных расплавов в диапазоне $P = 1.15—1.06$ ГПа и $1379—1293$ °С. В качестве мантийного источника для нефелин-нормативных базанитовых расплавов предполагаются оливиновые пироксениты (Ol + Crx + Grt). При продвижении расплава из мантии были захвачены мантийные ксенолиты, которые были дезинтегрированы. От ксенолитов остались ксенокристы оливина и авгита.

Вулканическая область Южного Забайкалья (хр. Хэнтэй), вероятнее всего, возникла в результате воздействия на литосферу мантийного плюма. Возраст ее формирования определен в 3.51 млн лет. Доминирующим мантийным источником для вулканитов служил источник PREMA при резко подчиненном участии источника HIMU. Изученные вулканиты относятся к типичным внутриплитным образованиям и по своим геохимическим характеристикам соответствуют основным породам океанических островов. Их составы близки к щелочным базальтам ЮБВО.

Авторы приносят свою благодарность всем сотрудникам аналитических служб ИГХ СО РАН.

Работа выполнена с использованием научного оборудования ЦКП «Изотопно-геохимические исследования» ИГХ СО РАН и «Геодинамика и геохронология» ИЗК СО РАН, г. Иркутск.

Исследование проведено в рамках выполнения государственного задания по проекту IX.129.1.5 № 0350-2016-0030 АААА-А17-117041910032-1 при частичной финансовой поддержке РФФИ (грант 17-05-00928).

ЛИТЕРАТУРА

Альмухамедов А.И., Жюто Т., Матвеев В.В., Эйссен Ж.Ф., Кашинцев Г.Л. Геохимия низкотемпературных толеитов Красного моря // Геохимия, 1983, № 9, с. 1289—1303.

Альмухамедов А.И., Кашинцев Г.Л., Матвеев В.В. Эволюция базальтового вулканизма Красноморского региона. Новосибирск, Наука, 1985, 190 с.

Афонин В.П., Гуничева Т.Н., Пискунова Л.Ф. Рентгенофлуоресцентный анализ. Новосибирск, Наука, 1984, 225 с.

Ащепков И.В., Литасов Ю.Д., Литасов К.Д. Ксенолиты гранатовых перидотитов из меланонфелинитов хребта Хэнтэй (Южное Забайкалье): свидетельство подъема мантийного диапира // Геология и геофизика, 1996, т. 37 (1), с. 130—147.

Буслов М.М. Геодинамическая природа Байкальской рифтовой зоны и ее осадочного выполнения в мел-кайнозойское время: эффект дальнего воздействия Монголо-Охотской и Индо-Евразийской коллизий // Геология и геофизика, 2012, т. 53 (9), с. 1245—1255.

Воронцов А.А., Ярмолюк В.В. Северо-Монголо-Забайкальская полихронная рифтовая система (этапы формирования, магматизм, источники расплавов, геодинамика) // Литосфера, 2004, № 3, с. 17—32.

Государственная геологическая карта Российской Федерации. М-б 1:1 000 000 (третье поколение). Серия Алдано-Забайкальская. Лист М-49 — Петровск-Забайкальский. Объяснительная записка. СПб., Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2012, 438 с. + 4 вкл.

Икорский С.В. Типоморфные особенности состава и структурного состояния нефелина // Геохимия, 1980, № 5, с. 608—710.

Киселев А.И., Медведев М.Е., Головкин Г.А. Вулканизм Байкальской рифтовой зоны и проблемы глубинного магмообразования. Новосибирск, Наука, 1979, 197 с.

Коваленко В.И., Ярмолюк В.В., Ковач В.П., Будников С.В., Журавлев Д.З., Козаков И.К., Котов А.Б., Рыцк Е.Ю., Сальникова Е.Б. Корообразующие процессы и структура коры в мантии при формировании Центрально-Азиатского складчатого пояса: Sm-Nd изотопные данные // Геотектоника, 1999, № 3, с. 21—41.

Коваленко В.И., Ярмолюк В.В., Богатиков О.А. Геодинамическое положение новейшего вулканизма Северной Евразии // Геотектоника, 2009, № 5, с. 3—24.

Костяков Н.П., Краснов В.П., Уфимцев Г.Ф., Янковский В.М. Кайнозойские базальты юга Центрального Забайкалья // Известия Забайкальского географического общества СССР, 1969, т. V, вып. 1, с. 11—17.

Логачев Н.А. История и геодинамика Байкальского рифта // Геология и геофизика, 2003, т. 44 (5), с. 391—406.

Мысовская И.Н., Смирнова Е.В., Ложкин В.И., Пахомова Н.Н. Новые данные по определению редких и рассеянных элементов в геологических стандартных образцах методом масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой // Заводская лаборатория. Диагностика материалов, 2009, № 10, с. 60—66.

Наумов В.Б., Дорофеева В.А., Гирнис А.В. Летучие и редкие элементы в щелочных и субщелочных расплавах океанических островов по данным изучения включений в минералах и закалочных стеклах пород // *Геохимия*, 2016, № 6, с. 558—572.

Новейший вулканизм Северной Евразии: закономерности развития, вулканическая опасность, связь с глубинными процессами и изменениями природной среды и климата // *Изменение окружающей среды и климата: природные и связанные с ними техногенные катастрофы* / Ред. Н.П. Лаверов. М., ИГЕМ РАН, ИФЗ РАН, 2008, т. 2. 280 с.

Поляков А.И., Багдасарьян Г.П. О возрасте молодых вулканов Восточной Сибири и закономерностях эволюции состава вулканитов // *Геохимия*, 1986, № 3, с. 311—317.

Рассказов С.В. Глубинные включения из позднекайнозойских меланефелинитов Южного Забайкалья // *Геология и геофизика*, 1987 (7), с. 50—60.

Рассказов С.В., Саранина Е.В., Демонтерова Е.И., Масловская М.Н., Иванов А.В. Мантийные компоненты позднекайнозойских вулканических пород Восточного Саяна (по изотопам Pb, Sr и Nd) // *Геология и геофизика*, 2002, т. 43 (12), с. 1065—1079.

Саватенков В.М., Ярмолюк В.В., Кудряшова Е.А., Козловский А.М. Источники и геодинамика позднекайнозойского вулканизма Центральной Монголии по данным изотопно-геохимических исследований // *Петрология*, 2010, т. 18, № 3, с. 297—327.

Сайбаталова Е.В., Куликова Н.Н., Сутурин А.Н., Парадина Л.Ф., Пахомова Н.Н., Воднева Е.Н., Семитуркина Н.А. Влияние способов пробоподготовки на результаты определения элементного состава пресноводных губок методом ИСП-МС // *Журнал аналитической химии*, 2010, т. 65, № 7, с. 691—698.

Самсонова Н.С. Минералы группы нефелина. М., Наука, 1973, 250 с.

Сколотнев С.Г. Новые данные об изотопии базальтов Срединно-Атлантического хребта из района разломов Архангельского и Сьерра-Леоне (Центральная Атлантика) // *ДАН*, 2014, т. 459, № 2, с. 215—220.

Финкельштейн А.Л., Гуничева Т.Н., Афонин В.П. Учет матричных эффектов методом альфа-коррекции при рентгенофлуоресцентном анализе // *Журнал аналитической химии*, 1984, т. 39, № 3, с. 397—404.

Цыпукова С.С., Перепелов А.Б., Демонтерова Е.И., Павлова Л.А., Травин А.В., Пузанков М.Ю. Происхождение и эволюция неогеновых щелочно-базальтовых магм плато Хэвэн на юго-западном фланге Байкальской рифтовой зоны (Северная Монголия) // *Геология и геофизика*, 2014, т. 55 (2), с. 244—275.

Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Иванов В.Г. Внутриплитная позднемезозойская-кайнозойская вулканическая провинция Центрально-Восточной Азии — проекция горячего поля мантии // *Геотектоника*, 1995, № 5, с. 41—67.

Ярмолюк В.В., Иванов В.Г., Коваленко В.И. Источники внутриплитного магматизма Западного Забайкалья в позднем мезозое—кайнозое (на основе геохимических и изотопных данных) // *Петрология*, 1998, т. 6, № 2, с. 115—139.

Ярмолюк В.В., Лебедев В.И., Сугоракова А.М., Брагин В.Ю., Литасов Ю.Д., Прудников С.Т., Аракелянц М.М., Лебедев В.А., Иванов В.Г., Козловский А.М. Восточно-Тувинский ареал вулканизма — новейшего вулканизма Центральной Азии: этапы, продукты и характер вулканической деятельности // *Вулканология и сейсмология*, 2001, № 3, с. 3—32.

Ярмолюк 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.

Ярмолюк В.В., Кудряшова Е.А., Козловский А.М., Саватенков В.М. Позднекайнозойская вулканическая провинция Центральной и Восточной Азии // *Петрология*, 2011, т. 19, № 4, с. 341—362.

Aoki K., Shiba I. Pyroxenes from lherzolite inclusions of Itinome-gata, Japan // *Lithos*, 1973, v. 6, p. 41—51.

Armienti P., Gasperini D. Do we really need mantle components to define mantle composition? // *J. Petrol.*, 2007, v. 48, № 4, p. 693—709.

Barry T.L., Saunders A.D., Kempton P.D., Windley B.F., Pringle M.S., Dorjnamjaa D., Saandar S. Petrogenesis of Cenozoic basalts from Mongolia: evidence for the role of asthenospheric versus metasomatized lithospheric mantle sources // *J. Petrol.*, 2003, v. 44, № 1, p. 55—91.

Buikin A.I., Trieloff M., Koroshantseva E., Hopp J., Kaliwoda M., Meyer H.-P., Altherr R. Distribution of mantle and atmospheric argon in mantle xenoliths from the Western Arabian Peninsula: constraints on timing and composition of metasomatizing agents in the lithospheric mantle // *J. Petrol.*, 2010, v. 51, № 12, p. 2547—2570.

- Chaffey D.J., Cliff R.A., Wilson B.M.** Characterization of the St. Helena magma source // *Magmatism in the ocean basins* / Eds. A.D. Saunders, M.J. Norry // *Geol. Soc. London Spec. Publ.*, 1989, v. 42, p. 257—300.
- Costa F., Dungan M.** Short time scales of magmatic assimilation from diffusion modeling of multiple elements in olivine // *Geology*, 2005, v. 33, № 10, p. 837—840.
- Danyushevsky L.V., Plechov P.Yu.** Petrolog3: Integrated software for modeling crystallization processes // *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 2011, v. 12, № 7, doi:10.1029/2011GC003516.
- Donaldson C.H.** The rates of dissolution of olivine, plagioclase and quartz in a basalt melt // *Mineral. Mag.*, 1985, v. 49, № 354, p. 683—693.
- Hamilin C., Dosso L., Hannan B.B., Moreira M., Kositsky A.P., Thomas M.Y.** Geochemical portrayal of the Pacific Ridge: new isotopic data and statistical techniques // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 2011, v. 302, № 1—2, p. 154—162.
- Herzberg C.** Petrology and thermal structure of the Hawaiian plume from Mauna Kea volcano // *Nature*, 2006, v. 444, № 7119, p. 605—609.
- Herzberg C.** Identification of source lithology in the Hawaiian and Canary Islands: implications for origins // *J. Petrol.*, 2011, v. 52, № 1, p. 113—146.
- Herzberg C., Asimow P.D.** PRIMELT3 MEGA. XLSM software for primary magma calculation: peridotite primary magma MgO contents from the liquidus to the solidus // *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 2015, v. 16, № 2, p. 563—578.
- Ivanov A.V., Meffre S., Thompson J., Corfu F., Kamenetsky V.S., Kamenetsky M.B., Demonterova E.I.** Timing and genesis of the Karoo-Ferrar large igneous province: New high-precision U-Pb data for Tasmania confirm short duration of the major magmatic pulse // *Chem. Geol.*, 2017, v. 455, p. 32—43.
- Ivanov A.V., Mukasa S.B., Kamenetsky V.S., Ackerson M., Demonterova E.I., Pokrovsky B.G., Vladykin N.V., Kolesnichenko M.V., Litasov K.D., Zedgenizov D.A.** Volatile concentrations in olivine-hosted melt inclusions from melmehchite and melanephelinite lavas of the Siberian Traps Large Igneous Province: Evidence for flux-related high-Ti, high-Mg magmatism // *Chem. Geol.*, 2018, v. 483, p. 442—462.
- Jackson M.G., Dasgupta R.** Composition of HIMU, EM1, and EM2 from global trends between radiogenic isotopes and major elements in ocean island basalts // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 2008, v. 276, № 1, p. 175—186.
- Le Bas M.J., Le Maitre R.W., Streckeisen A., Zanettin B.A.** A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali—silica diagram // *J. Petrol.*, 1986, v. 27, № 3, p. 745—750.
- Liang Y.** Dissolution in molten silicates: effects of solid solution // *Geochim. Cosmochim. Acta*, 2000, v. 64, № 9, p. 1617—1627.
- Litasov K., Taniguchi H.** Mantle evolution beneath the Baikal rift. CNEAS Monograph Series, v. 5, Sendai, Tohoku University, 2002, 221 p.
- Mahoney J.J., Graham D.W., Christie D.M., Johnson K.T.M., Hall L.S., Vonderhaar D.L.** Between a hotspot and a cold spot: isotopic variation in the Southeast Indian Ridge asthenosphere, 86°E—118°E // *J. Petrol.*, 2002, v. 43, № 7, p. 1155—1176.
- Palacz Z.A., Saunders A.D.** Coupled trace element and isotope enrichment in the Cook—Austral—Samoa islands, southwest Pacific // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1986, v. 79, № 3—4, p. 270—280.
- Paulick H., Munker C., Schuth S.** The influence of small-scale mantle heterogeneities on Mid-Ocean Ridge volcanism: Evidence from the southern Mid-Atlantic Ridge (7°30'S to 11°30'S) and Ascension Island // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 2010, v. 296, № 3—4, p. 299—310.
- Putirka K.D.** Thermometers and barometers for volcanic systems // *Rev. Mineral. Geochem.*, 2008, v. 69, № 1, p. 61—142.
- Rudge J.F., Reynolds B.C., Bourdon B.** The double spike toolbox // *Chem. Geol.*, 2009, v. 265, p. 420—431.
- Shaw C.S.J., Dingwell D.B.** Experimental peridotite-melt reaction at one atmosphere: a textural and chemical study // *Contrib. Mineral. Petrol.*, 2008, v. 155, № 2, p. 199—214.
- Sobolev A.V., Hoffman A.W., Sobolev S.V., Nikogosian I.K.** An olivine-free source of Hawaiian shield basalts // *Nature*, 2005, v. 434, № 7033, p. 590—597.
- Sobolev A.V., Hoffman A.W., Kuzmin D.V., Yaxley C.M., Arndt N.T., Sun-Lin Chung, Danyushevsky L.V., Elliot T., Frey F.A., Garcia M.O., Gurenko A.A., Kamenetsky V.S., Kerr A.C., Krivolutsкая N.A., Matvienkov V.V., Nikogosian I.K., Rocholl A., Sigurdsson A., Sushchevskaya N.M., Teklay M.** The amount of recycled crust in sources of mantle-derived melts // *Science*, 2007, v. 316, № 5823, p. 412—417.
- Stracke A.** Earth's heterogeneous mantle: a product of convection-driven interaction between crust and mantle // *Chem. Geol.*, 2012, v. 330—331, p. 274—299.
- Sun S.-S., McDonough W.F.** Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implication for mantle composition and processes // *Magmatism in the ocean basins*. *Geol. Soc. London, Special Publ.*, № 42, Blackwell Scientific Publications, 1989, p. 313—346.

Wang Y., Han B., Griffin W.L., Zhang L., Shu G. Post-entrainment mineral—magma interaction in mantle xenoliths from inner Mongolia, western North China Craton // *J. Earth Sci.*, 2012, v. 23, № 1, p. 54—76.

Weaver B.L. The origin of ocean basalt end-member composition: trace element and isotopic constraints // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1991, v. 104, № 2—4, p. 381—397.

Workman R.K., Hart S.R., Jackson M., Regelous M., Farley K.A., Blusztajn J., Kurz M., Staudigel H. Recycled metasomatized lithosphere as the origin of the Enriched Mantle II (EM-2) end-member: Evidence from the Samoan Volcanic Chain // *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 2004, v. 5, № 4, article Q04008, doi:10.1029/2003GC000623.

Zartman R.E., Doe B.R. Plumbotectonics — the model // *Tectonophysics*, 1981, v. 75, p. 135—162.

Zindler A., Hart S. Chemical geodynamics // *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.*, 1986, v. 14, p. 439—571.

Zolotukhin V.V., Al'mukhamedov A.I., Medvedev A.Ya. Modeling of primary melt for tholeiites of Siberian and Deccan basalts // *Gondwana Geol. Mag.*, 1996, v. 2, p. 283—291.

Zorin Yu.A., Rogozhina V.A. Mechanism of rifting and some features of the deep-seated structure of the Baikal rift zone // *Tectonophysics*, 1978, v. 45, № 1, p. 23—30.

Zorin Yu.A., Novoselova M.R., Turutanov E.Kh., Kozhevnikov V.M. Structure of the lithosphere of the Mongolian-Siberian mountainous province // *J. Geodyn.*, 1990, v. 11, p. 327—342.

*Рекомендована к печати 10 октября 2019 г.
В.С. Шацким*

*Поступила в редакцию 12 марта 2019 г.,
после доработки — 21 мая 2019 г.*