

УДК 550.42+552.313+549.0

МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЕ И ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ БАЗАНИТОВ РЕКИ ЖАРНИЧИХА (Южное Забайкалье)

А.Я. Медведев, С.И. Дриль, А.А. Каримов, В.А. Беляев

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

В Южном Забайкалье (Дауро-Хэнтэйский хребет) развиты проявления кайнозойских щелочных базальтоидов. Они представлены маломощными потоками и покровами. В отличие от вулканических полей Южно-Байкальской вулканической области (ЮБВО), исследованные поля не связаны с рифтогенезом. Изучены вулканы из потока р. Жарничиха. По своему составу они относятся к базанитам. Впервые определены составы минералов вулкаников. По своим геохимическим параметрам базаниты соответствуют основным вулканикам океанических островов. Определены *PT*-параметры равновесной кристаллизации фенокристов оливина и клинопироксена. Для рассчитанного родоначального расплава температура формирования составляла 1536 °С, а давление 3.28 ГПа. Полученные первые оригинальные данные по изотопии Sr, Nd и Pb показали, что изотопный состав магматического расплава формировался из источников PREMA при резко подчиненном участии последнего. Мантийным источником для исследованных базанитов предполагаются оливиновые пироксениты (Ol + Crx + Grt). Формирование базальтоидных расплавов происходило под действием мантийного плюма, влияние которого вызвало активизацию кайнозойского вулканизма.

Базаниты, плюм, изотопы, кайнозой, ксенолиты, Забайкалье

MINERALOGICAL AND ISOTOPE-GEOCHEMICAL CHARACTERISTICS OF THE ZHARNICHIKHA BASANITES (southern Transbaikalia)

A.Ya. Medvedev, S.I. Dril', A.A. Karimov, and V.A. Belyaev

Cenozoic alkali basaltoids are developed in southern Transbaikalia (Daur–Hentiyn Range). They are represented by thin flows and nappes. Unlike the volcanic fields of the South Baikal volcanic region (SBVR), the investigated fields are not related to rifting. The volcanics from the Zharnichikha River flow were studied. By composition, they are referred to as basanites. The mineral compositions of the volcanics have been determined for the first time. In geochemical parameters the basanites correspond to mafic volcanics of oceanic islands. The *P–T* parameters of the equilibrium crystallization of olivine and clinopyroxene phenocrysts have been determined. For the calculated parent melt, the formation temperature was 1536 °C, and the pressure was 3.28 GPa. The obtained original data on the isotopy of Sr, Nd, and Pb showed that the isotopic composition of the magmatic melt formed from the PREMA source, with a strong subordination of the latter. Olivine clinopyroxenites (Ol + Crx + Grt) were the probable mantle source for the studied basanites. The generation of basaltoid melts occurred under the influence of the mantle plume, which caused Cenozoic activation.

Basanites, plume, isotope, Cenozoic, xenoliths, Transbaikalia

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]. Общим для всех регионов является преобладание лав основного состава, большая часть которых относится к щелочному и субщелочному рядам. Большая часть проявлений кайнозойского вулканизма связана с рифтогенными структурами Байкальского рифта.

В Дауро-Хэнтэйском хребте (Южное Забайкалье) расположено несколько небольших по мощности и площади потоков и покровов щелочных базальтоидов в верховьях рек Чикой и Чикокон. Следует отметить, что данные проявления не связаны с рифтами. Первые сведения о них появились в работе [Костяков и др., 1969]. Первый участок — Бороздинский гольц. Второй и третий — это небольшие покровы, расположенные в устьях рек Харчевка и Жарничиха, являющихся притоками р. Буркал. Местоположение изученных объектов показано на рис. 1. Для вулкаников Бороздинского гольца были определены абсолютный возраст, мантийный источник и *PT*-условия формирования базальтоидных расплавов [Медведев и др., 2020]. Для вулкаников р. Харчевка также получены данные по температуре и давлению кристаллизации базанитов и на основе изотопных данных Sr-Nd определен источник базанитовых магм [Медведев и др., 2021].

© Медведев А.Я. ✉, Дриль С.И., Каримов А.А., Беляев В.А., 2023

✉ e-mail: amedv@igc.irk.ru

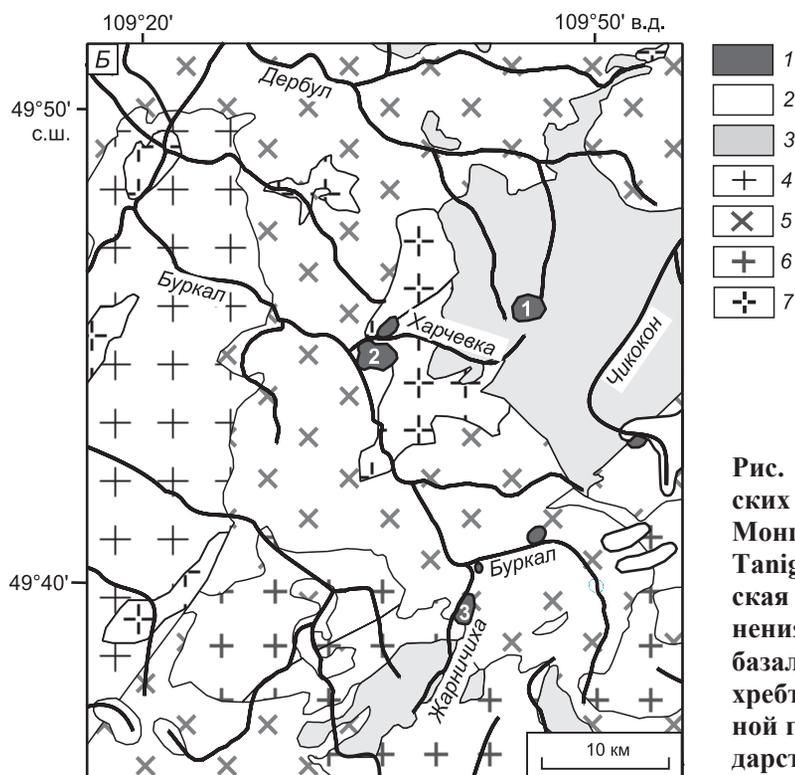
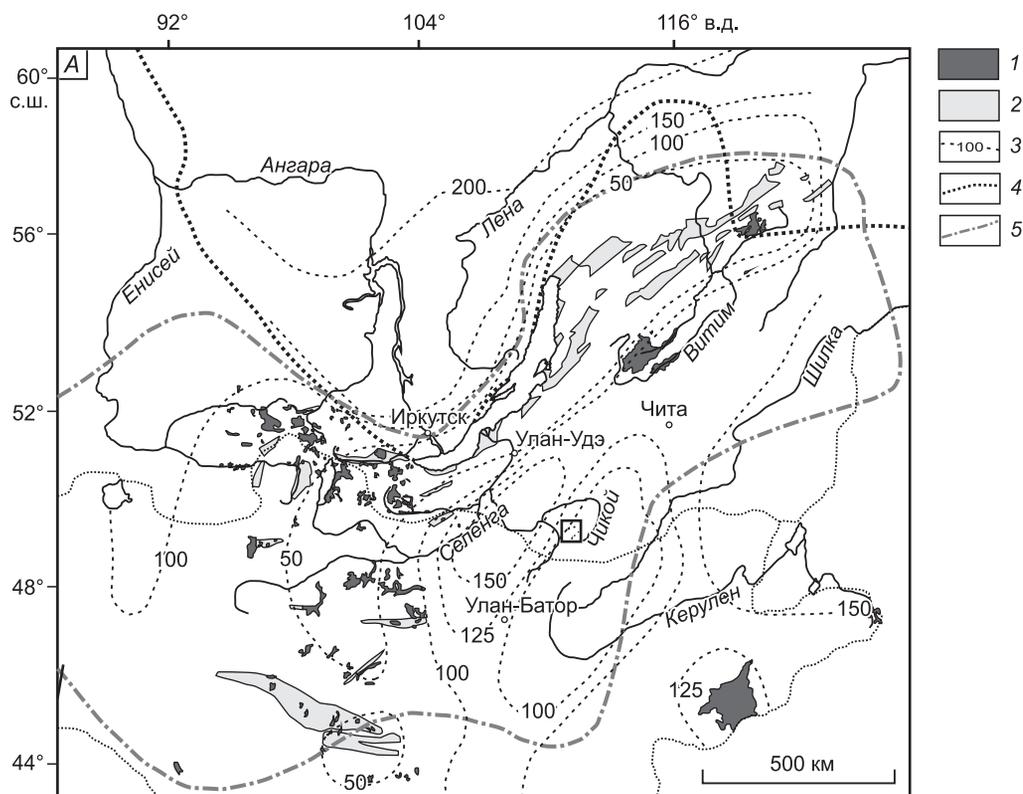


Рис. 1. Положение кайнозойских вулканитов в Байкало-Монгольском регионе [Litasov, Taniguchi, 2002] (А); геологическая карта района распространения кайнозойских щелочных базальтов Дауро-Хэнтэйского хребта. Фрагмент Государственной геологической карты [Государственная..., 2012], с упрощениями и дополнениями (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, 4–7 — гранитоиды: 4 — малханского комплекса (PZ_1), 5 — даурского комплекса (P_1), 6 — кыринского комплекса (J_{1-2}), 7 — асакан-шумиловского комплекса (J_{2-3}). Цифрами обозначены выходы кайнозойских щелочных базальтоидов: 1 — Борздинский голец, 2 — Харчевка, 3 — Жарличиха.

В данной работе рассмотрены вулканиты р. Жарничиха, которые ранее не изучались. Целью исследований было определение источников вещества на основе минералогических и изотопно-геохимических данных и получение параметров формирования родоначального расплава.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ И ПЕТРОГРАФИЯ ИЗУЧЕННЫХ ПОРОД

В верховьях долины р. Буркал, в устье и нижнем течении р. Жарничиха находятся выходы вулканитов (см. рис. 1). Между реками Малая и Большая Жарничиха расположено небольшое лавовое плато, бронирующее поверхность террасы. В правом борту у устья р. Жарничиха базальтоиды слагают небольшую куполообразную сопку, возвышающуюся над поверхностью лавового потока. Предыдущими исследователями данная сопка описана неким [Костяков и др., 1969]. По особенностям распространения и залегания базальтоидов, можно предполагать, что данная сопка является остатком вулканического аппарата и представляет собой некк. Вероятнее всего, это заполнение частично размытого жерла вулкана. Изученные породы массивные, темно-серого до черного цвета. В некоторых образцах отмечены мелкие глубинные ксенолиты, представленные лерцолитами. Для исследования были выбраны образцы без видимых ксенолитов. Вулканиты представлены как порфиоровыми, так и мелкозернистыми афировыми разновидностями. При этом порфиоровые породы отмечены только в некке. Это образцы серии 106. Образцы 100, 101, 105 и 107 отобраны из лавового поля. Порфировость вызывается включениями в большей степени зернами оливина, реже клинопироксена. Структура основной массы интерсертальная. Основная масса сложена мелкими зернами оливина 0.2×0.3 мм, пироксена менее 0.4 мм, тонкими лейстами плагиоклаза (длиной до 0.1 мм) и игольчатыми микрокристаллами апатита ≈ 0.02 мм, редкими отдельными мелкими зернами нефелина, калиевого полевого шпата и реликтами стекла. Следует отметить, что породы насыщены рудными минералами. Афировые вулканиты сложены мелкими зернами оливина, табличками пироксена, табличками и тонкими лейстами плагиоклаза и мелкими зернами окиснорудных минералов. Во многих образцах присутствует остаточное стекло. Все отобранные и проанализированные образцы практически не затронуты постмагматическими изменениями — п.п.п. не более 0.66 мас. %.

АНАЛИТИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ

Работа выполнена с использованием научного оборудования ЦКП «Изотопно-геохимические исследования» ИГХ СО РАН. Петрогенные элементы определялись рентгенофлуоресцентным способом по методике, опубликованной в работе [Амосова и др., 2015], на волново-дисперсионном рентгенофлуоресцентном спектрометре S8-Tiger (Bruker AXS, Германия). 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].

Микронзондовый рентгеноспектральный анализ (РСМА) выполнен на приборе JXA-8200 (JEOL Ltd., Япония). Условия анализа: 20 кВ, 20 нА, диаметр зонда 1 мкм, время измерения 10 с. Используемые стандарты: Na — альбит; Mg — оливин СН-1; Al — пироп С-153; Si, Ca — голубой диопсид; K — ортоклаз; Ti — ильменит GF-55; Cr — хромит 79/62; Mn — Mn-гранат; Fe, Ni — NiFe_2O_4 ; Zn — ZnS; V — V_2O_5 . Для определения составов зональных минералов при исследовании проводилось сканирование по профилю от края до края крупных зерен. В случае гомогенных зерен было проведено определение в нескольких точках в разных частях.

Химическая подготовка проб к изотопному анализу стронция, неодима и свинца проводилась в блоке чистых химических помещений ЦКП «Изотопно-геохимические исследования» ИГХ СО РАН.

Измерения изотопного состава этих элементов выполняли на 7-коллекторном масс-спектрометре Finnigan MAT-262 ЦКП «Геодинамика и геохронология» ИЗК СО РАН в статическом режиме. В случае измерения изотопного состава стронция использовалась одноленточная конфигурация источника ионов. Измеренные изотопные отношения нормировали по величине $^{88}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 8.37521$. Правильность результатов определения изотопного состава оценивали 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.

Измерения изотопного состава неодима выполнялись с помощью 2-ленточного источника ионов с использованием рениевых катодов. Присутствие в спектре неодима следов самария контролировалось по величине отношения $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$, которое всегда было ниже 0.00005. Поправка на присутствие ^{144}Sm в ^{144}Nd вводилась по отношению $^{144}\text{Sm}/^{147}\text{Sm} = 0.20504$. Измеренные изотопные отношения $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ нормировались к величине отношения $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.7219$. Правильность результатов определения изотопного состава оценивалась по результатам измерения стандартных образцов JNdi-1 и BCR-2, кото-

рые 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 осуществляли методом двойного изотопного разбавления. Определение изотопного состава каждой пробы проводилось в пробе и в смеси пробы с трассером. Применялся смешанный трассер $^{207}\text{Pb} + ^{204}\text{Pb}$ с отношениями $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ в соответствии с рекомендациями [Rudge et al., 2009]. Правильность результатов определения изотопного состава оценивали по результатам измерения стандартного образца NBS-981, нормированные изотопные 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, $n = 22$).

СОСТАВЫ МИНЕРАЛОВ

Оливины. Составы минералов приведены в табл. 1. Среди оливинов по размерам и морфологии выделены три группы. Первая — бесформенные, часто резорбированные зерна до 1.2 мм (Ol 1) (рис. 2, А). Вторая — гипидиоморфные и идиоморфные зерна до 0.4 мм (Ol 2) (см. рис. 2, Б). Третья —

Таблица 1. Микронзондовые анализы оливина (мас. %)

Компонент	106-4-2	106-4-3	106-4-4	106-4-5	106-4-7	106-4-9	106-4-17	106-4-18
	Ксеногенный оливин (Ol 1)							
	Край	Промежуточные от края к центру				Центр		
SiO	38.88	38.23	38.82	39.97	39.85	40.45	40.39	40.00
FeO*	21.36	21.75	19.96	17.35	12.60	9.09	8.84	8.91
MnO	0.35	0.39	0.31	0.27	0.16	0.11	0.14	0.10
MgO	39.44	38.24	39.38	41.99	45.96	48.61	49.09	48.22
CaO	0.29	0.30	0.26	0.18	0.11	0.11	0.09	0.08
NiO	0.14	0.11	0.15	0.22	0.37	0.37	0.34	0.35
Сумма	100.46	99.03	98.88	98.97	99.05	98.73	98.90	98.45
Fo	0.77	0.78	0.78	0.81	0.87	0.91	0.91	0.90
Fa	0.23	0.22	0.22	0.19	0.13	0.09	0.09	0.10
Компонент	106-4-21	106-4-22	106-4-23	106-4-34	106-4-35	107-54	107-55	107-57
	Ксеногенный оливин (Ol 1)							
	Промежуточные от центра к краю			Край		Центр		
SiO ₂	39.69	40.01	39.59	38.56	38.19	40.63	40.43	40.49
FeO*	13.48	15.09	15.17	20.50	21.95	9.35	9.49	9.47
MnO	0.23	0.29	0.29	0.33	0.31	0.11	0.16	0.15
MgO	44.80	44.50	43.01	40.31	38.40	49.54	48.17	48.54
CaO	0.13	0.17	0.21	0.24	0.31	0.04	0.03	0.04
NiO	0.23	0.26	0.23	0.17	0.13	0.39	0.35	0.40
Сумма	98.56	100.32	98.50	99.91	99.29	100.05	98.63	99.08
Fo	0.86	0.84	0.83	0.78	0.76	0.90	0.90	0.90
Fa	0.14	0.16	0.17	0.22	0.24	0.10	0.10	0.10
Компонент	107-58	107-59	107-61	105-1	105-2	105-3	105-4	105-5
	Ксеногенный оливин (Ol 1)			«Базальтовый оливин» (Ol 2)				
	Промежуточные от центра к краю		Край	Центр			Край	
SiO ₂	40.59	39.83	39.37	40.27	39.24	39.67	40.43	39.36
FeO*	10.30	12.37	19.16	18.70	18.65	17.13	16.95	20.81
MnO	0.13	0.13	0.33	0.25	0.25	0.23	0.22	0.33
MgO	47.54	46.50	39.85	41.67	41.91	43.31	43.43	40.43
CaO	0.02	0.07	0.30	0.32	0.27	0.30	0.31	0.39
NiO	0.37	0.37	0.15	0.14	0.16	0.16	0.15	0.15
Сумма	98.94	99.27	99.19	101.45	100.47	100.79	101.49	101.47
Fo	0.89	0.87	0.79	0.80	0.80	0.82	0.82	0.78
Fa	0.11	0.13	0.21	0.20	0.20	0.18	0.18	0.22

Компонент	105-6	101-1	101-2	101-3	101-4	101-5	101-6	101-8
	«Базальтовый оливин» (Ol 2)							
	Край	Край	Промежуточные от края к центру		Центр			Промежуточные от центра к краю
SiO ₂	38.88	38.25	38.74	38.97	39.03	38.93	39.25	38.72
FeO*	22.51	20.82	20.24	18.18	17.26	17.29	17.11	18.93
MnO	0.38	0.30	0.29	0.23	0.21	0.22	0.18	0.21
MgO	38.73	39.55	40.23	41.48	41.93	42.51	42.80	41.47
CaO	0.41	0.38	0.34	0.30	0.27	0.24	0.24	0.25
NiO	0.10	0.12	0.09	0.17	0.16	0.18	0.20	0.20
Сумма	101.01	99.43	99.94	99.33	98.86	99.37	99.78	99.79
Fo	0.75	0.77	0.78	0.80	0.81	0.81	0.82	0.80
Fa	0.25	0.23	0.22	0.20	0.19	0.19	0.18	0.20
Компонент	101-9	101-10	101-12	101-13	106-15	106-16	100-1	100-2
	«Базальтовый оливин» (Ol 2)				Мелкие зерна оливина в основной массе (Ol 3)			
	Промежуточные от центра к краю		Край					
SiO ₂	38.23	38.07	38.26	38.80	39.53	38.12	38.96	38.44
FeO*	19.77	20.23	21.46	21.49	21.51	21.92	21.45	21.16
MnO	0.25	0.33	0.35	0.33	0.47	0.50	0.39	0.38
MgO	40.62	40.51	38.36	38.78	39.28	38.80	38.67	38.49
CaO	0.28	0.31	0.41	0.44	0.63	0.61	0.42	0.40
NiO	0.13	0.11	0.15	0.09	0.12	0.11	0.14	0.08
Сумма	99.28	99.57	98.98	99.92	101.54	100.06	100.03	98.95
Fo	0.79	0.78	0.76	0.76	0.76	0.76	0.76	0.76
Fa	0.21	0.22	0.24	0.24	0.24	0.24	0.24	0.24
Компонент	106-7-3	106-7-4	106-7-5	106-7-1	106-7-8	106-7-9	106-7-2	106-7
	Оливины из ксенолитов							
SiO ₂	38.84	39.79	40.40	40.67	40.94	40.58	40.75	41.64
FeO*	9.41	9.88	9.21	9.40	9.26	9.16	9.20	8.76
MnO	0.15	0.07	0.18	0.11	0.12	0.17	0.11	0.07
MgO	49.58	49.95	50.08	50.42	49.79	50.43	50.09	50.18
CaO	0.11	0.09	0.08	0.11	0.10	0.13	0.11	0.10
NiO	0.35	0.39	0.37	0.35	0.33	0.38	0.42	0.40
Сумма	99.44	100.17	100.32	101.60	100.54	100.75	100.68	101.45
Fo	0.90	0.90	0.91	0.91	0.91	0.91	0.91	0.91
Fa	0.18	0.10	0.09	0.09	0.09	0.09	0.09	0.09

Примечание. Микронзондовые анализы выполнены О.Ю. Белозеровой. Здесь и далее: FeO* — железо общее.

мелкие идиоморфные менее 0.05 мм (Ol 3) (см. рис. 2, B). В оливинах первой и второй групп отмечается зональность. Магнезиальность минералов уменьшается от центра к краям зерен. В крупных резорбированных оливинах в центре отмечается наиболее высокая магнезиальность, достигающая $Mg\# = 0.91$. Данные разности (Ol 1) отнесены нами к ксенокристам. От центра к краю идет постепенное уменьшение магнезиальности до $Mg\# = 0.76—0.75$, падает содержание никеля от 0.40 до 0.14 мас. % NiO. В том же направлении увеличивается количество кальция (0.08—0.31 мас. % CaO) и марганца (0.11—0.33 мас. % MnO). Гипидиоморфные зерна меньшего размера также зональны, но в отличие от резорбированных менее магнезиальны (Ol 2). Эти оливины, по нашему мнению, являются фенокристами. В центральных частях зерен магнезиальность не поднимается более 0.82. В этой разновидности также от центра к краю уменьшается магнезиальность, содержание никеля и происходит увеличение количества кальция и марганца. Мелкие, большей частью изоморфные кристаллы наименее магнезиальны $Mg\# \approx 0.76$. При этом

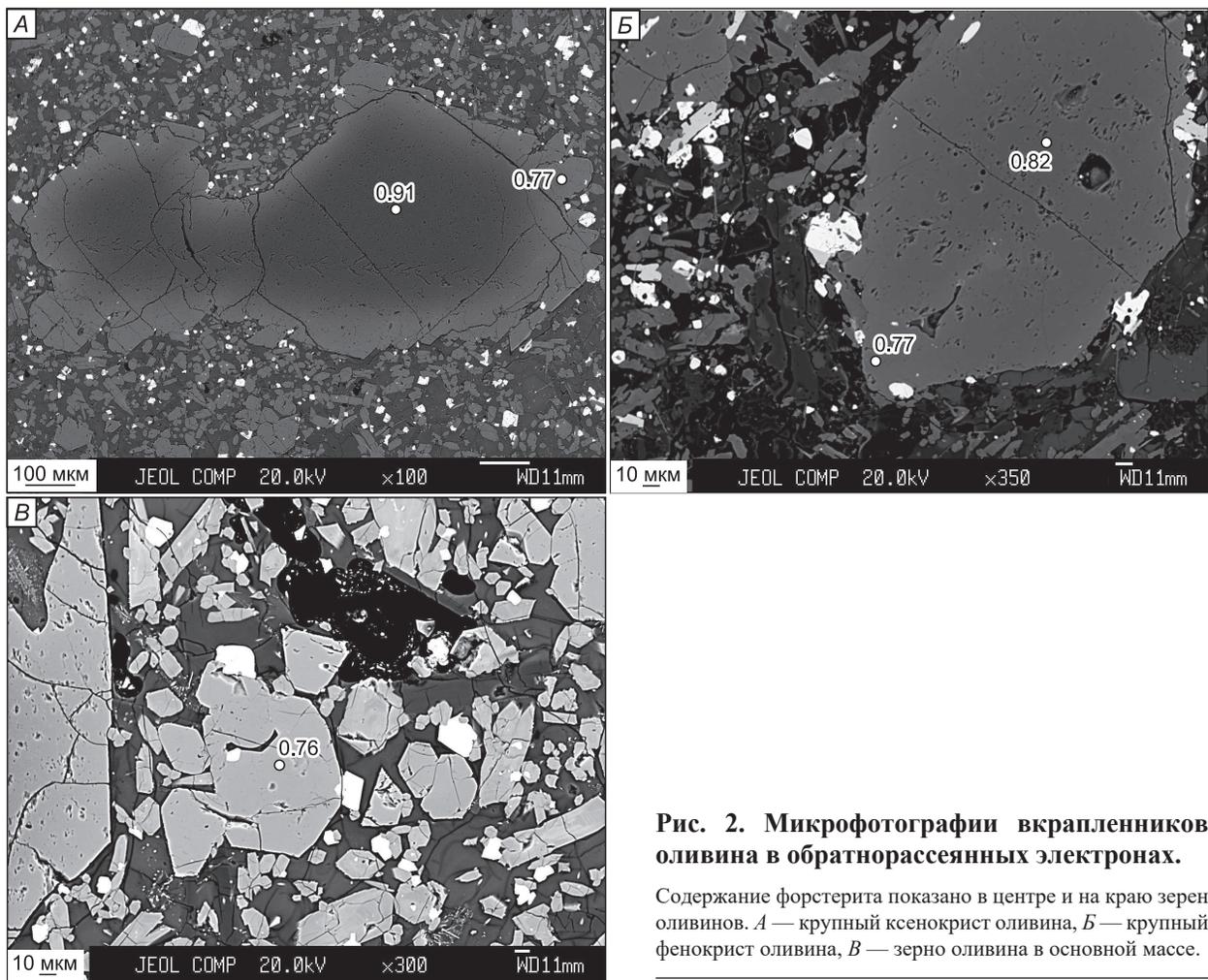


Рис. 2. Микрофотографии вкрапленников оливина в обратнорассеянных электронах.

Содержание форстерита показано в центре и на краю зерен оливинов. *А* — крупный ксенокристал оливина, *Б* — крупный фенокристал оливина, *В* — зерно оливина в основной массе.

эти оливины незональны. Для всех оливинов наблюдается положительная корреляция Fo с никелем и отрицательная с кальцием (рис. 3). Наиболее вероятно, что резорбированные крупные оливины являются ксеногенными, которые остались при разрушении глубинных ксенолитов.

Пироксены. Составы минералов приведены в табл. 2. Минерал представлен двумя морфологическими типами. Первый — зерна неправильной формы максимального размера до 2×1 мм. Второй — таблитчатые гипидиоморфные кристаллы, основная масса размером до 0.4 мм. Пироксены относятся к титанавгитам. В зернах неправильной формы отмечается слабовыраженная зональность. От центра к краю наблюдается небольшое увеличение количество титана и алюминия. Содержание остальных компонентов существенно не меняется. При этом следует отметить, что составы краевых частей крупных зерен достаточно близко соответствуют составам таблитчатых кристаллов. Магнезиальность пироксенов изменяется от 0.77 в центре крупных зерен до 0.73 $Mg\#$ в краевых частях и в мелких табличках.

Алюмосиликаты. Результаты локального зондового анализа показаны в табл. 3. Нами определены плагиоклазы, представленные табличками размерам 0.3×0.08 мм и мелкими лейстами основной массы, достигающими в длину до 0.1 мм, в ширину до 0.03 мм. Таблички плагиоклаза относятся к андезит-лабрадору с содержанием анортитовой молекулы от 48.63 до 55.45. Лейсты основной массы более натровые и относятся к олигоклаз-андезину (An_{25-36}). Калиевый полевой шпат представлен анортоклазом. Состав нефелина практически соответствует стехиометрии.

Оксисорудные минералы. Из оксидов обнаружены и проанализированы титаномагнетиты и ильмениты. Следует отметить, что ильменит встречается реже титаномагнетита. Составы минералов приведены в табл. 4. Проанализированный ильменит содержит небольшое количество примесей, в основном магния, и по своему составу относится к типичным минералам основных пород.

Титаномагнетиты встречаются в виде мелких гомогенных зерен. Минерал обладает достаточно стабильным составом по основным компонентам. Содержание примесей невысоко (см. табл. 4). Титаномагнетиты подобного состава обычны в щелочных базальтоидах и наблюдаются в вулканитах Бороздинского гольца и р. Харчевка [Медведев и др., 2020, 2021].

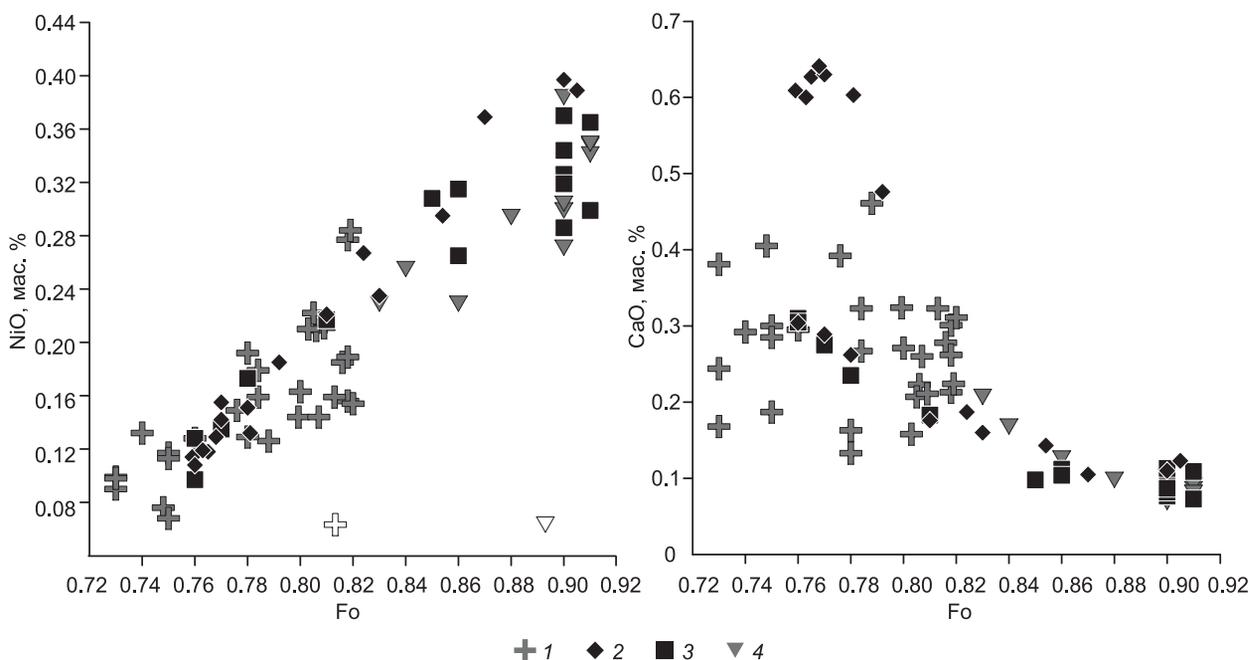


Рис. 3. Зависимость содержания некоторых элементов от Fo в оливинах различной генерации.

1 — оливин из ксенокристов, 2 — оливин из фенокристов, 3 — оливин из основной массы, 4 — оливин из ксенолита. Fo — мольная доля форстеритового минала.

Стекло. Микронзондовые анализы реликтов стекла приведены в табл. 5. Стекло представлено высокощелочной разностью.

ХИМИЗМ ИССЛЕДОВАННЫХ ПОРОД

Состав изученных вулканитов приведен в табл. 6. Породы низкремниевые, содержание SiO_2 меняется от 44.03 до 45.66 мас. % и умеренно- до высокомагнезиальных — 9.65—16.04 мас. % MgO. Повышенное содержание магния объясняется наличием в породе ксеногенных вкрапленников оливина с магнезиальностью до 0.91. На диаграмме щелочность—кремнекислотность точки составов пород попадают в поле базанитов (рис. 4, А) [Le Bas et al., 1986]. Везде наблюдается превышение натрия над калием ($\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} = 1.03\text{—}1.76$). Большое количество рудных минералов в базальтоидах объясняется высоким содержанием железа (более 13 мас. % FeO^*), и титана (более 3 мас. % TiO_2) в расплаве. Кроме того, во всех вулканитах отмечается пониженное содержание Al_2O_3 , не более 13 мас. %. Несмотря на небольшие колебания в содержании кремнезема, с увеличением количества SiO_2 концентрация титана падает. При увеличении содержания магния наблюдается уменьшение количества кальция (см. рис. 4, Б). Для других петрогенных элементов существенного изменения их содержаний не отмечается. Содержание совместимых элементов, таких как Ni, находится в прямой корреляционной зависимости с концентрацией магния (см. рис. 4, В). Слабая прямая корреляционная зависимость устанавливается также между несовместимыми элементами, такими как цирконий и ниобий (см. рис. 4, Д). Взаимное распределение совместимых и несовместимых элементов находится близко к обратной зависимости (см. рис. 4, Г). Такое поведение элементов, по всей вероятности, определяется механизмом кристаллизационной дифференциации. Фракционирование оливина и, возможно, пироксена определяет извлечение Ni из расплава и накопление в нем несовместимых элементов, например Zr. Наличие нескольких генераций оливина и пироксена достаточно убедительно показывает кристаллизационную дифференциацию. Хотя не исключается и изменение условий кристаллизации.

Все изученные породы являются нефелин-нормативными. Кроме того, в некоторых образцах, как показано выше, отмечены мелкие зерна нефелина. Наряду со щелочной спецификой ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} = 5.60\text{—}6.46$ мас. %), изученные базальтоиды имеют повышенные концентрации HFSE (Nb, Ta), РЗЭ. Такие количества некогерентных элементов, в том числе и РЗЭ, объясняются их высоким содержанием в самом базанитовом расплаве. Подобные повышенные содержания этих элементов типичны для плюмовых базальтоидов (см. рис. 4, Е). Значения индикаторных редкоэлементных отношений составляют $\text{Ba}/\text{Nb} =$

Таблица 2.

Микрозондовые анализы клинопироксена (мас. %)

Компонент	107-21	107-20	107-72	105-11	105-13	106-20	106-37	106-56
	Крупное зерно		Табличка		Крупное зерно		Табличка	
	Край	Центр			Край	Центр		
SiO ₂	44.10	46.13	44.24	46.05	47.97	46.30	46.71	47.62
TiO ₂	4.52	3.32	3.81	3.62	2.70	3.14	2.86	2.90
Al ₂ O ₃	8.51	6.56	7.66	7.20	5.48	6.34	6.07	6.03
Cr ₂ O ₃	0.07	0.09	0.08	0.05	н/о	0.01	0.02	0.02
FeO*	8.21	7.64	7.79	8.16	7.89	6.97	7.10	6.62
MnO	0.11	0.14	0.08	0.12	0.15	0.11	0.10	0.07
MgO	10.89	11.99	11.23	11.51	12.64	12.47	12.90	12.67
CaO	21.88	21.74	22.91	21.96	22.12	22.46	22.91	22.92
Na ₂ O	0.77	0.71	0.74	0.71	0.74	0.61	0.70	0.61
NiO	0.03	0.02	н/о	0.03	0.02	0.01	0.02	0.01
Сумма	99.09	98.24	98.54	99.86	99.71	98.42	99.39	99.47
Wo	50.05	49.67	50.93	49.39	48.18	49.67	49.28	50.06
En	34.96	36.07	35.43	36.03	38.32	38.10	38.63	38.55
Fs	14.99	14.30	14.24	14.54	13.43	12.20	12.03	11.37
Ac	0.03	0.03	0.09	0.03	0.03	0.03	0.03	0.02
Mg#	0.74	0.77	0.74	70.4	0.74	0.75	0.74	0.73

Компонент	101-25	101-24	101-60	100-43	100-25	100-58	100-123	100-124
	Крупное зерно		Табличка					
	Край	Центр						
SiO ₂	47.47	47.40	46.05	46.81	48.25	45.40	46.31	48.12
TiO ₂	3.09	2.93	3.62	2.91	2.57	3.63	2.49	2.65
Al ₂ O ₃	6.36	5.02	7.45	6.54	4.73	6.84	4.78	5.00
Cr ₂ O ₃	0.13	0.03	0.01	0.03	0.06	Не обн.	Не обн.	0.01
FeO*	7.92	8.42	7.91	8.11	8.08	7.64	7.33	7.89
MnO	0.11	0.13	0.12	0.16	0.12	0.10	0.13	0.11
MgO	12.74	12.43	12.00	11.84	12.50	12.43	12.67	12.69
CaO	21.71	21.56	21.86	21.79	21.73	22.01	21.92	21.85
Na ₂ O	0.81	0.81	0.56	0.83	0.67	0.89	0.65	0.61
NiO	Не обн.	0.05	0.04	0.07	0.01	0.04	0.06	0.04
Сумма	100.34	98.78	99.62	99.09	98.78	98.98	98.65	98.98
Wo	47.49	47.23	48.75	48.22	47.51	48.52	48.29	47.74
En	38.77	37.20	37.27	37.46	38.09	38.13	38.84	38.59
Fs	13.71	15.27	13.96	14.29	14.10	13.32	12.84	13.65
Ac	0.03	0.03	0.02	0.03	0.03	0.03	0.03	0.02
Mg#	0.75	0.77	0.74	0.76	0.73	0.74	0.73	0.76

Примечание. Здесь и далее: Не обн. — не обнаружено.

= 5.95—9.80; Nb/Zr = 0.29—0.34, что достаточно хорошо соответствует таким в базальтах океанических островов. Отмечена высокая степень фракционирования (La/Yb = 25—38, Dy/Yb = 3.38—4.33) (см. табл. 6).

На графике распределения РЗЭ видно, что вулканы почти полностью соответствуют породам ОИВ (рис. 5) [Sun, McDonough, 1989]. При этом легких редких земель несколько больше, чем у ОИВ, а Yb и Lu немного меньше. Кроме того, составы пород идентичны составам вулкаников Бороздинского гольца [Медведев и др., 2020] и р. Харчевка [Медведев и др., 2021], а также близки к составам базанитов плато Хэвэн [Цыпукова и др., 2014] и основных вулкаников ЮБВО [Ярмолюк и др., 2003].

На спайдер-диаграмме (рис. 6) составы исследованных пород близки к среднему составу ОИВ, но при этом несколько обогащены Ba, Th, La, Nb и Sr и слегка обеднены Yb. Вероятнее всего, разница содержания, как будет показано ниже, вызвана различными источниками родоначальных расплавов. В целом по уровню концентраций элементов в аналогичных породах других неогеновых проявлений Центральной Азии — Хэвэн [Цыпукова и др., 2014], ЮБВО [Ярмолюк и др., 2003] — изученные вулканы им соответствуют.

Таблица 3. Микрозондовые анализы алюмосиликатов (мас. %)

Компонент	100-33	100-74	100-34	101-17	101-19	105-9	105-10	105-16	106-24	106-25	106-4-72	106-4-89	105-22
	Лейсты плагиоклаза			Табличка плагиоклаза		Лейсты плагиоклаза		Табличка плагиоклаза	КПШ из интерстиций				Нефелин
SiO ₂	57.22	56.61	56.67	52.86	53.24	57.61	60.02	54.38	64.69	65.28	67.22	67.00	50.86
Al ₂ O ₃	25.24	25.62	25.39	28.54	28.51	26.31	24.33	28.03	18.21	17.96	20.04	18.65	29.94
FeO*	0.62	0.62	0.65	0.75	0.67	0.56	0.40	0.65	1.41	1.46	0.36	0.35	0.88
CaO	7.50	7.83	7.55	11.67	11.45	7.64	5.52	10.20	0.15	0.17	Не обн.	Не обн.	0.14
Na ₂ O	6.74	6.75	7.12	4.83	4.92	7.13	7.86	5.62	5.28	5.14	6.15	5.02	14.97
K ₂ O	1.01	1.16	1.05	0.54	0.57	1.06	1.53	0.51	10.18	9.86	8.89	10.73	1.17
Сумма	98.33	98.60	98.43	99.19	99.37	100.31	99.66	99.38	99.90	99.87	102.66	101.75	98.55
Ап	35.89	36.54	34.82	55.45	54.43	35.03	25.60	48.63	0.66	0.80	0	0	—
Аб	58.34	57.00	59.41	41.51	42.33	59.19	65.98	48.47	43.78	43.85	51.27	41.56	—
Ог	5.77	6.46	5.76	3.04	3.25	5.78	8.42	2.91	55.55	55.35	48.73	58.44	—

Таблица 4. Микрозондовые анализы окиснорудных минералов (мас. %)

Компонент	106-4-1	106-4-39	106-4-40	106-4-52	106-4-53	106-4-66	106-4-3	16-06-4-85
	Ильменит							
TiO ₂	51.13	51.37	52.50	50.40	50.87	50.71	50.87	52.24
Al ₂ O ₃	0.04	0.43	0.12	0.10	0.14	0.14	0.10	0.06
Cr ₂ O ₃	0.25	1.08	1.06	0.12	0.10	0.07	0.12	0.06
FeO	39.99	39.13	39.11	41.99	41.04	41.43	41.99	41.28
MnO	0.56	0.43	0.54	0.52	0.57	0.50	0.52	0.57
NiO	0.03	0.16	0.20	0.06	0.05	0.04	0.06	0.07
MgO	5.31	5.61	5.89	5.39	5.00	5.39	5.00	5.33
Сумма	97.31	98.21	98.42	98.58	98.22	98.28	98.14	99.61
Компонент	106-4-49	106-4-50	106-4-54	106-4-81	107-24	107-27	107-33	100-37
	Титаномагнетит							
TiO ₂	18.94	17.25	21.62	15.31	18.16	19.46	17.49	18.15
Al ₂ O ₃	1.33	1.14	1.11	0.79	5.27	4.48	6.24	5.87
Cr ₂ O ₃	0.56	0.53	0.31	0.02	0.60	0.64	0.80	0.47
Fe ₂ O ₃	42.74	43.46	39.46	44.91	38.55	37.55	35.80	36.82
FeO	33.64	35.45	31.86	36.76	32.84	32.39	32.22	33.08
MnO	0.47	0.84	0.74	0.49	0.49	0.60	0.41	0.45
MgO	2.69	1.24	4.46	1.97	3.90	3.95	5.97	4.78
CaO	0.20	0.31	0.19	0.33	0.19	0.31	0.10	0.16
NiO	0.11	0.08	0.16	0.05	0.09	0.09	0.11	0.12
Сумма	100.68	100.30	99.91	100.63	100.10	99.43	99.14	99.89
Компонент	100-117	101-15	101-64	105-18	105-20	106-11	106-30	106-31
	Титаномагнетит							
TiO ₂	17.90	17.94	19.05	21.33	20.94	18.04	19.95	19.32
Al ₂ O ₃	5.69	5.85	4.97	2.80	4.11	5.93	4.26	4.07
Cr ₂ O ₃	0.50	0.75	0.95	0.17	0.31	1.88	1.18	1.26
Fe ₂ O ₃	36.40	35.93	36.81	37.49	39.91	35.73	36.65	38.14
FeO	32.70	32.28	33.07	35.68	30.94	32.10	32.93	32.47
MnO	0.50	0.41	0.40	0.67	0.66	0.63	0.63	0.61
MgO	4.99	5.88	3.94	2.34	3.31	5.11	4.24	3.92
CaO	0.10	0.12	0.13	0.28	0.24	0.11	0.12	0.47
NiO	0.15	0.12	0.09	0.03	0.03	0.12	0.13	0.13
Сумма	98.93	99.29	99.42	100.79	100.44	99.65	100.10	100.38

Примечание. Fe₂O₃ и FeO в титаномагнетитах рассчитаны по стехиометрии.

Таблица 5.

Микрозондовые анализы остаточного стекла (мас. %)

Компонент	106/4/55	106/4/56	106/4/60	105-7	105-8	105-21	105-23
SiO ₂	53.63	53.25	52.70	54.71	54.27	54.43	53.07
TiO ₂	Не обн.	Не обн.	Не обн.	0.11	0.09	0.19	0.84
Al ₂ O ₃	34.50	31.50	32.62	32.06	31.48	31.35	32.25
FeO	0.73	0.66	0.81	0.85	0.71	0.79	0.85
MgO	Не обн.	Не обн.	Не обн.	0.10	0.13	0.13	0.06
CaO	0.24	0.08	0.69	0.10	0.50	0.04	0.56
Na ₂ O	9.52	10.23	10.45	10.74	11.26	10.80	10.57
K ₂ O	2.29	2.73	2.19	2.12	2.02	2.28	2.53
Сумма	100.91	98.45	99.46	100.79	100.46	100.01	99.73

УСЛОВИЯ КРИСТАЛЛИЗАЦИИ БАЗАЛЬТОИДНЫХ МАГМ

Нами были определены *PT*-условия начальных этапов кристаллизации базальтоидных расплавов вулканического плато р. Жарничиха. Использовались эмпирические формулы, взятые из работы К. Путирко [Putirka, 2008]. Для центральных частей вкрапленников темноцветных минералов из вулканитов в условиях системы минерал—расплав рассчитаны температуры [Putirka, 2008, ур. 21] равновесия оливин—расплав. Давление было рассчитано для полученной температуры [Putirka, 2008, ур. 22]. Расчеты проводились с использованием составов модельных расплавов, находящихся в равновесии по $K_{D_{Fe/Mg}} = (FeO_{Ol}^{+2} / FeO_{расплав}^{+2}) / (MgO_{Ol} / MgO_{расплав})$ с оливинами Fo₈₂₋₇₉.

Исследуемые базаниты без видимого наличия ксеногенного Ol 1 (обр. 100 и 105) и соответствующим содержанием MgO (9.65—9.70 мас. %) находятся в равновесии с фенокристами Ol 2 (Fo = 80.9—81.8), коэффициент распределения Fe-Mg (K_D) между Ol 2 и составом породы при этом составляет 0.33 ± 0.1 . В остальных образцах (101; 106-1; 106-2; 106-3; 106-4; 106-5) присутствует значительное количество Ol 1, и состав породы равновесен оливинам с более высокой магнезиальностью (Fo = 83.4—85.7), чем наблюдаемые фенокристы (Fo~0.82). Рассчитанные по уравнениям [Putirka, 2008, ур-я 21, 22] температура и давление равновесия оливин—расплав для обр. 100 и 105 составляют $T = 1326—1348$ °C и $P = 1.09—1.06$ ГПа соответственно. Для краевых зон и микролитов определение *PT*-параметров не проводилось. Составы этих минеральных фаз невозможно привести в соответствие с K_D Fe/Mg с реальными составами пород. Вероятнее всего, это можно объяснить неравновесной кристаллизацией в приповерхностных условиях.

Для расчета температуры и давления пироксен Wo₄₆₋₄₈—расплав была использована программа WinPyrox [Yavuz, 2013]. Для центральных частей крупных вкрапленников температура определена в 1100—1050 °C, а давление 0.621—0.49 ГПа.

Величины ошибок используемых геотермометров и геобарометров приведены в работе [Putirka, 2008].

На основе полученных *PT*-параметров и данных по особенностям составов минералов можно предположить порядок кристаллизации вулканитов. При достаточно быстром подъеме базальтоидной магмы к поверхности происходил захват мантийных ксенолитов, разрушение которых привело к появлению в базальтоидах ксенокристов оливина (Ol 1). Дезинтеграция ксенолитов, по-видимому, произошла в приповерхностных условиях вследствие быстрой декомпрессии, как это было показано в работе [Юдаевич, Вапник, 2018]. Это привело к образованию ксенокристов отдельных минералов и их ассимиляции базанитовым расплавом, что, несомненно, повысило общую магнезиальность пород в целом. Взаимодействие ксеногенных оливинов с расплавом привело к диффузионному обмену и может быть к частичному растворению, что сопровождалось выносом Mg и Ni в расплав, привнесом Fe и Mn в кристаллы и к образованию зональности в минералах. Данный факт подтверждается наличием фестончатых краев в этих оливинах (см. рис. 2). По мере продвижения расплава с ксеногенным материалом к поверхности происходила фракционная кристаллизация оливина. Начало кристаллизации оливинов из базальтоидной магмы (Ol 2) с Mg# = 0.82 связано с формированием крупных гипидиоморфных вкрапленников и завершается образованием мелких идиоморфных кристаллов основной массы. В этом же направлении происходит закономерная смена составов минерала с возрастанием содержания FeO, MnO и CaO, что приводит к уменьшению магнезиальности. При взаимодействии этого оливина с расплавом также имел место диффузионный обмен с компонентами расплава. Это привело к образованию зональности, что указывает на достаточно быстрый подъем к поверхности. В последнюю очередь вблизи поверхности происходила массовая кристаллизация идиоморфных низкомагнезиальных мелких кристаллов оливина

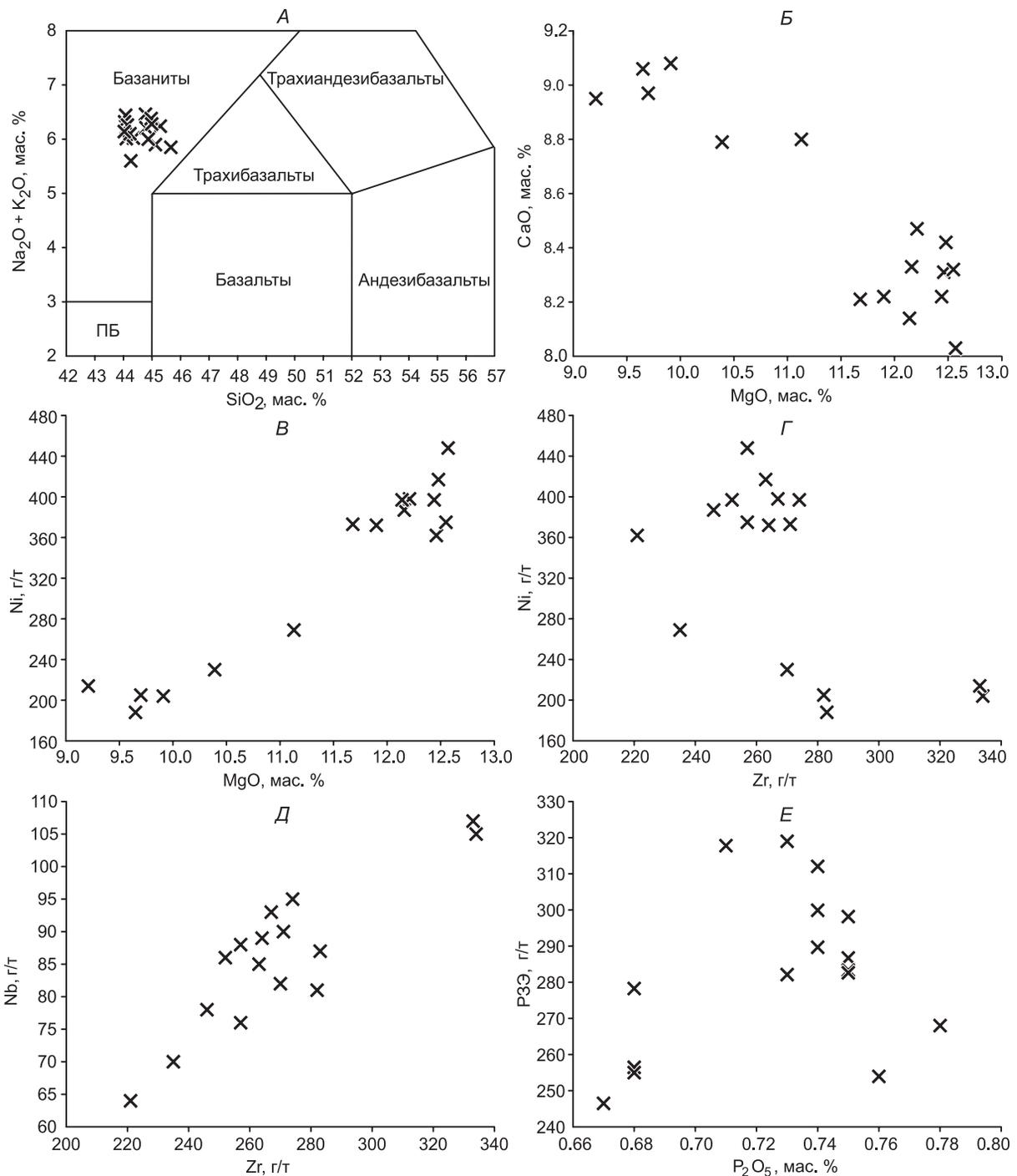


Рис. 4. Состав вулканитов.

A — TAS-диаграмма для исследованных вулканитов, *Б* — зависимость CaO от содержания MgO , *В* — отношение Ni к MgO , *Г* — диаграмма распределения содержания циркония относительно концентрации никеля, *Д* — отношение ниобия и циркония в исследуемых породах, *Е* — отношение содержания РЗЭ от концентрации P_2O_5 .

с $F_0 = 0.76$. При этом ксенокристы и фенокристы обростали низкомагнезиальным оливином с такой же магнезиальностью.

Подъем магмы при снижении температуры и давления привел к кристаллизации клинопироксена. Затем крупные вкрапленники клинопироксена также реагировали с остаточным базальтовым расплавом. Краевые части пироксенов несколько обогащались алюминием, титаном. В это же время формировалась часть ильменита и титаномагнетита и, возможно, табличек плагиоклаза с содержанием анортито-

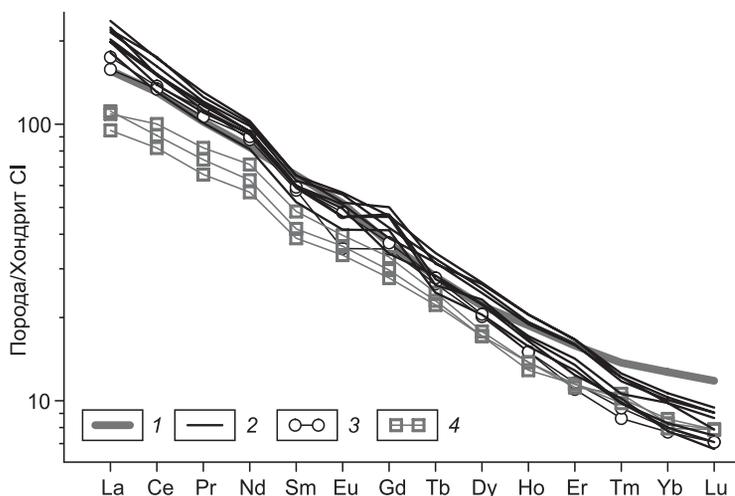
Таблица 6. Химический (мас. %) и редкоземельный (г/т) составы вулканитов

Компонент	100	101	105	105/1	106/1	106/2	106/3	106/4	106/5	106/6	106/7	106/8	106/9	106/10	106/11	107
SiO ₂	44.35	44.26	44.77	44.79	44.08	44.10	45.12	45.29	44.04	44.14	44.23	44.97	45.66	44.87	44.03	44.99
TiO ₂	3.05	2.88	3.11	2.94	3.30	3.27	2.79	2.90	3.16	3.16	2.90	3.16	2.84	2.95	3.09	3.02
Al ₂ O ₃	12.90	12.46	13.31	12.84	11.77	11.71	11.46	11.64	11.55	11.36	12.53	11.73	11.56	11.43	11.56	12.96
Fe ₂ O ₃ *	13.31	13.30	13.62	13.40	13.32	13.46	12.92	12.49	13.04	13.04	14.35	12.82	12.63	12.65	13.20	13.46
MnO	0.17	0.17	0.17	0.17	0.16	0.16	0.16	0.15	0.15	0.15	0.17	0.16	0.16	0.16	0.16	0.17
MgO	9.70	11.13	9.65	9.91	12.46	12.55	12.16	12.44	11.90	12.21	9.21	12.48	12.57	11.68	12.14	10.39
CaO	8.97	8.80	9.06	9.08	8.31	8.32	8.33	8.22	8.22	8.47	8.95	8.42	8.03	8.21	8.14	8.79
Na ₂ O	3.58	3.26	4.11	3.89	3.77	3.51	3.42	3.61	3.62	3.55	3.89	3.71	3.36	3.22	3.44	3.92
K ₂ O	2.44	2.34	2.35	2.32	2.67	2.50	2.48	2.63	2.70	2.71	2.21	2.67	2.49	2.78	2.70	2.36
P ₂ O ₅	0.74	0.68	0.75	0.73	0.78	0.76	0.67	0.68	0.75	0.74	0.71	0.74	0.68	0.73	0.75	0.75
П.п.п.	1.41	1.53	0.02	0.17	0.12	0.11	0.31	0.66	0.11	0.01	0.08	0.50	0.20	0.27	0.13	0.20
Сумма	100.62	100.82	100.92	99.52	100.74	100.45	99.82	100.71	99.21	99.54	99.23	101.36	100.18	98.95	100.55	100.99
Sc	20	19	18	19	15	16	17	17	16	18	19	18	18	17	16	17
V	212	189	203	226	209	228	229	236	239	254	227	243	227	239	194	197
Cr	224	323	214	221	316	334	370	380	344	330	223	379	379	364	290	256
Co	59	55	56	64	62	68	67	68	69	74	66	73	73	69	71	56
Ni	205	269	188	204	362	375	387	397	372	398	214	417	448	373	397	230
Rb	55	46	53	58	60	67	76	75	71	74	57	75	85	89	75	56
Sr	1042	834	971	1101	899	942	863	912	1003	1019	1104	1044	961	1024	995	944
Y	30	26	29	31	24	24	24	25	25	26	31	27	27	25	26	28
Zr	282	235	283	334	221	257	246	252	264	267	333	263	257	271	274	270
Nb	81	70	87	105	64	88	78	86	89	93	107	85	76	90	95	82
Ba	645	514	583	670	629	610	596	602	732	680	631	678	648	683	674	584
La	52	43	51	56	47	42	43	44	53	52	56	50	47	48	50	48
Ce	107	87	99	105	85	83	80	82	92	101	106	94	92	93	92	93
Pr	11.92	9.45	11.47	12.30	10.47	9.90	9.60	9.80	11.30	11.60	12.40	11.20	10.70	10.90	11.00	11.06
Nd	47	39	46	49	43	40	38	40	44	46	48	45	43	44	44	44
Sm	9.96	7.99	9.56	9.90	9.12	8.40	8.00	8.30	9.20	9.30	10.00	9.50	9.00	9.10	9.10	9.16
Eu	3.28	2.74	3.23	3.05	2.87	2.49	2.41	2.47	2.68	2.83	3.02	2.85	2.68	2.65	2.70	2.97
Gd	9.58	8.11	8.68	10.70	6.99	8.80	8.50	8.70	9.50	9.90	10.30	10.20	9.70	9.50	9.60	7.96
Tb	1.28	1.05	1.22	1.19	1.06	1.04	0.92	0.97	0.98	1.08	1.17	1.08	1.03	1.02	1.02	1.18
Dy	6.79	5.65	6.47	6.70	5.65	5.20	5.20	5.40	5.90	5.70	6.70	6.00	5.70	5.80	5.80	6.23
Ho	1.16	0.96	1.09	1.15	0.93	0.87	0.89	0.92	0.95	0.96	1.16	1.00	0.97	0.93	0.95	1.07
Er	2.76	2.37	2.65	2.78	2.05	2.12	2.13	2.20	2.23	2.30	2.75	2.33	2.35	2.26	2.22	2.63
Tm	0.32	0.28	0.30	0.31	0.26	0.22	0.25	0.26	0.25	0.25	0.31	0.27	0.27	0.25	0.25	0.31
Yb	1.81	1.67	1.71	1.79	1.32	1.36	1.41	1.49	1.36	1.51	1.75	1.56	1.67	1.43	1.41	1.67
Lu	0.24	0.21	0.23	0.23	0.17	0.17	0.19	0.19	0.18	0.19	0.23	0.20	0.20	0.18	0.19	0.22
Ta	4.86	3.98	4.49	7.40	3.78	5.70	5.30	5.80	6.10	6.20	7.30	6.00	5.50	6.10	6.30	4.51
Hf	6.36	5.30	6.39	7.20	5.26	5.40	5.50	5.90	6.10	5.90	7.00	5.90	5.80	6.10	6.20	5.99
Pb	3.90	2.88	3.11	3.73	4.04	4.39	4.57	4.69	4.57	4.07	3.72	4.54	5.30	4.80	4.25	3.36
Th	7.57	6.12	7.03	7.40	7.53	7.10	7.30	7.50	7.90	7.90	7.30	8.10	8.30	8.60	8.00	7.27
U	1.87	1.41	1.63	1.85	1.73	1.64	1.93	1.97	1.79	1.87	1.94	1.88	2.09	1.86	1.85	1.27

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

Рис. 5. График распределения РЗЭ в вулканитах.

1 — OIB [Sun, McDough, 1989]; 2 — базаниты — наши данные; 3 — плато Хэвэн [Цыпукова и др., 2014]; 4 — щелочные базальты ЮБВО [Ярмолюк и др., 2003] (Окинский, Тункинский, Хубсугульский секторы). Хондрит C1, по [McDonoug, Sun, 1995].

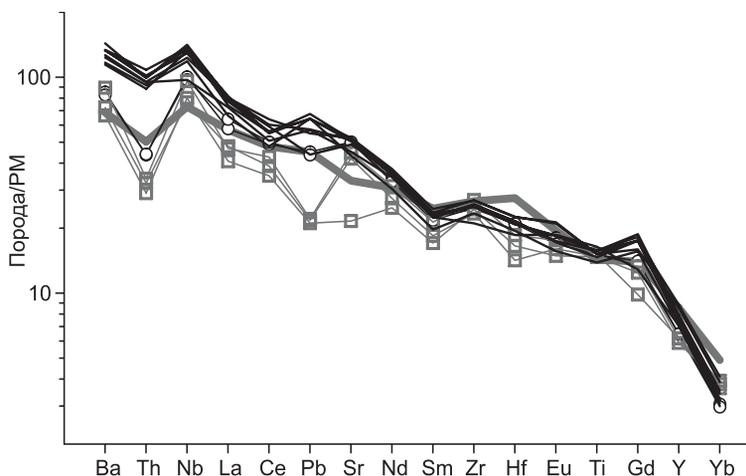


вой молекулы от 48.63 до 55.45. При дальнейшем подъеме к поверхности происходила массовая кристаллизация мелких зерен оливина, пироксена, кислого плагиоклаза, калиевого полевого шпата и нефелина. Факт наличия реликтов стекла подтверждает, что все это было в приповерхностных условиях. Следует отметить, что все этапы продвижения расплава происходили достаточно быстро

Подобный вариант кристаллизации был рассмотрен ранее для вулканитов плато Хэвэн [Цыпукова и др., 2014]. Вероятно, в нашем случае можно предположить аналогичный сценарий.

ИЗОТОПНЫЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ БАЗАЛЬТОИДОВ

Достаточно общепринятым считается, что базальты океанических островов (OIB) могут происходить из мантийных источников с изотопными характеристиками NIMU, EM-I, EM-II [Weaver, 1991; и др.]. Чтобы попытаться выяснить природу изотопных источников базальтоидов р. Жарничиха Южного Забайкалья, нами исследован их изотопный состав Sr, Nd и Pb. Для данного объекта это сделано впервые. Результаты полученных анализов приведены в табл. 7. Для сравнения были рассмотрены изотопные характеристики кайнозойских базальтоидов Южно-Байкальской (ЮБВО) и Южно-Хангайской (ЮХВО) вулканических областей. Данные об изотопии этих районов приведены в работах [Рассказов и др., 2002; Ярмолюк и др., 2003; Barry et al., 2003; Саватенков и др., 2010; Цыпукова и др., 2014]. Данные этих авторов 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. Базальтоиды р. Жарничиха по изотопии отличаются от вышеуказанных объектов. Изотопная Sr-Nd характеристика пород (рис. 7) позволяет охарактеризовать источник их вещества как близкий к умеренно истощенному источнику PREMA, так как он заметно более деплетирован 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 $^{87}Sr/^{86}Sr \geq 0.7041$. Однако изотопный состав свинца исследованных базальтоидов обладает более радиогенным составом по сравнению с таковым в базальтоидах ЮБВО и ЮХВО, а также средних составах MORB и PREMA, что следует из диаграмм $^{207}Pb/^{204}Pb$ — $^{206}Pb/^{204}Pb$ и $^{208}Pb/^{204}Pb$ — $^{206}Pb/^{204}Pb$ (см. рис. 8). На них точки составов базальтоидов как ЮБВО, ЮХВО, так и р. Жарничиха образуют единые тренды, но в



обоих случаях последние наращивают наиболее радиогенные их части. При этом источником дополнительной радиогенной составляющей могут высту-

Рис. 6. Диаграмма распределения редких элементов в щелочных вулканитах Дауро-Хэнтэйского хребта и других вулканитов ЮБВО. Примитивная мантия, по [Sun, McDough, 1989].

Усл. обозн. см. на рис. 5.

Таблица 7.

Изотопные характеристики базальтоидов

№ пробы	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (изм.)	$\pm 2\text{SE}$	ϵ_{Sr}	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ (изм.)	$\pm 2\text{SE}$	ϵ_{Nd}	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$\pm 2\text{SE}$	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$\pm 2\text{SE}$	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$\pm 2\text{SE}$
100	0.70397	2	-9.2	0.512948	10	4.7	18.8194	23	15.5423	19	38.8233	51
105	0.70398	3	-8.2	0.512888	9	4.5	18.8489	22	15.5416	20	38.8699	49
106/6	0.70411	2	-9.1	0.512919	8	4.1	18.6646	22	15.5454	19	38.6098	50
107	0.70411	1	-9.4	0.512925	16	4.7	—	—	—	—	—	—

пять источники как EM-II, так и HIMU. На изотопной вариационной диаграмме $\epsilon_{\text{Nd}}-^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (рис. 9) точки составов базальтоидов р. Жарничиха образуют компактную группу, которая обособлена от таковых для базальтоидов ЮБВО и ЮХВО и смещена по сравнению с источником PREMA в область более радиогенных величин отношения $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$. Аналогичная тенденция наблюдается и на диаграмме $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}-^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (см. рис. 9). Небольшая величина этого смещения не позволяет уверенно определить природу источника радиогенной добавки.

Sr-Nd-Pb изотопная систематика базальтоидов р. Жарничиха свидетельствует, что доминирующим мантийным источником для них служил источник PREMA при резко подчиненном участии обогащенного источника, что отлично от базальтоидов ЮБВО и ЮХВО, изотопный состав которых контролируется процессом смешения источников PREMA и EM-I. Именно различием в изотопных источниках объясняется повышенное содержание Ba, Th, La, Nb и Sr в изученных базанитах по сравнению с базальтоидами ЮБВО и ЮХВО, как было предположено выше.

УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ЩЕЛОЧНО-БАЗАЛЬТОВЫХ МАГМ

Для определения условий формирования базанитовых магм были использованы эмпирические геотермометры и геобарометры. Расчет производился по масс-балансу. Для расчета состава родоначального расплава, из которого фракционировали ранние магматические минералы, был взят наименее магнезиальный образец афировой лавы (обр. 105, $\text{MgO} = 9.65$ мас. %, $\text{Fo}_{\text{O}12} = 0.82$), где, по нашим наблюдениям, практически нет ксеногенного Ol 1. Расчет проводился в программе Petrolog 3.1.1.3 [Danuyshvsky, Plechov, 2011] методом обратной фракционной кристаллизации (вкладка «Reverse Fractional Crystallization»). Было сделано два допущения. Первое — родоначальный состав расплава должен быть равновесен мантийному оливину с магнезиальностью $\text{Fo}_{0.90}$. Второе — фракционирование родоначального расплава началось с кристаллизации оливина $\text{Fo}_{0.82}$. Как показано выше, в связи с достаточной большой скоростью подъема расплава оливины промежуточного состава не успевали образовываться. Давление, используемое для расчета, составляло 1.06 ГПа исходя из оценок, полученных для «условий кристаллизации базальтоидных магм». Такое давление нами считается минимальным для процесса об-

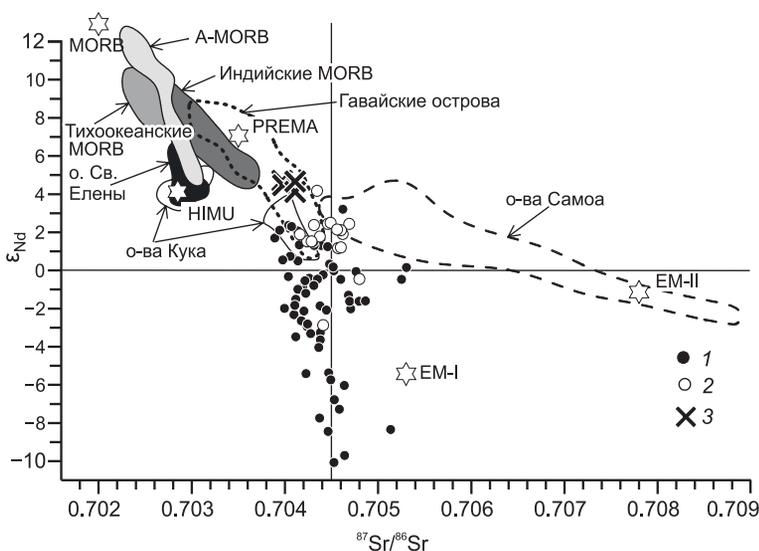


Рис. 7. Изотопная диаграмма $\epsilon_{\text{Nd}}-^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ для неогеновых базальтоидов:

1 — Южно-Байкальской вулканической области [Расказов и др., 2002; Ярмолюк и др., 2003; Цыпукова и др., 2014]; 2 — Южно-Хангайской вулканической области [Варту et al., 2003; Саватенков и др., 2010]; 3 — р. Жарничиха. Составы мантийных источников MORB, EM-I, EM-II, HIMU даны по [Armienti et al., 2007; Jackson et al., 2008], PREMA — по [Zindler, Hart, 1986]. Поля составов базальтов MORB и некоторых OIB показаны по следующим источникам: A-MORB, по [Paulick et al., 2010; Сколотнев, 2014]; тихоокеанские MORB, по [Hamilin et al., 2011]; индийские MORB, по

[Mahoney et al., 2002]; Гавайские острова, по базам данных [Stracke, 2012]; о. Св. Елены, по [Chaffey et al., 1989]; о-ва Кука, по [Palacz, Saunders, 1986]; о-ва Самоа, по [Palacz, Saunders, 1986; Workman et al., 2004].

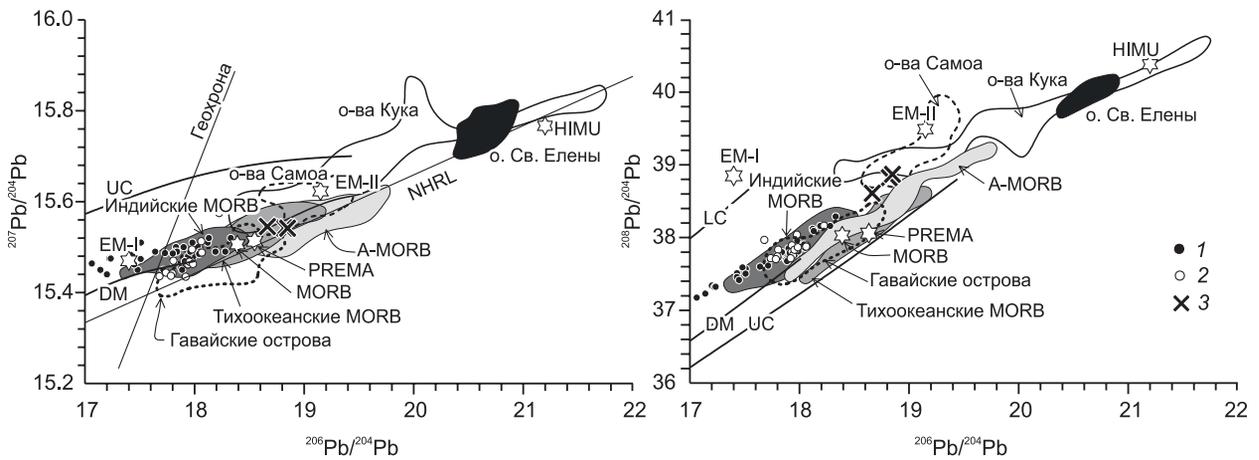


Рис. 8. Диаграммы изотопной эволюции свинца в координатах $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ — $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ и $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ — $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ для неогеновых базальтоидов:

1 — Южно-Байкальской вулканической области [Расказов и др., 2002; Цыпукова и др., 2014]; 2 — Южно-Хангайской вулканической области [Barry et al., 2003; Саватенков и др., 2010]; 3 — р. Жарничиха. Линии изотопной эволюции Pb в верхней коре (UC), нижней коре (LC) и деплетированной мантии (DM) даны по [Zartman, Doe, 1981]. Остальные усл. обозн. и ссылки см. на рис. 7.

разования родоначальных расплавов и, скорее всего, было значительно выше. Процедура расчета состояла в добавлении равновесного оливина, который кристаллизовался из расплава, обратно в состав расплава, таким образом, перемещая его по линии ликвидуса в область более примитивного состава расплава, вплоть до равновесия с $F_{0,90}$. Расчетные данные показаны в табл. 8. Из данных таблицы видно, что содержание MgO в родоначальном расплаве составляет 17.70 мас. %, а кремнезема 43.39 мас. %.

По литературным данным [Albarede, 1992; и др.], содержание петрогенных элементов расплавов является функцией в основном P и T , а не степени плавления. Эти данные позволили произвести расчет давления и температуры для модельных базальтоидных безводных расплавов, по [Putirka, 2008]. Проведенные расчеты в программе Petrolog показали, что температура равновесия оливин—расплав составляла 1536 °С. а давление, полученное по уравнению [Putirka, 2008, ур. 22], 3.28 ГПа. Близкие температурные интервалы были получены для базальтоидов ЮХВО [Симонов и др., 2013]. К подобным параметрам образования расплавов для этого района пришли К. Литасов и Х. Танигучи [Litasov, Taniguchi, 2002]. Косвенным подтверждением корректности расчетов служит нахождение в базальтоидах гранат- и шпинельсодержащих мантийных включений. Еще раз подчеркнем, что рассчитанный родоначальный состав является нефелин-нормативным.

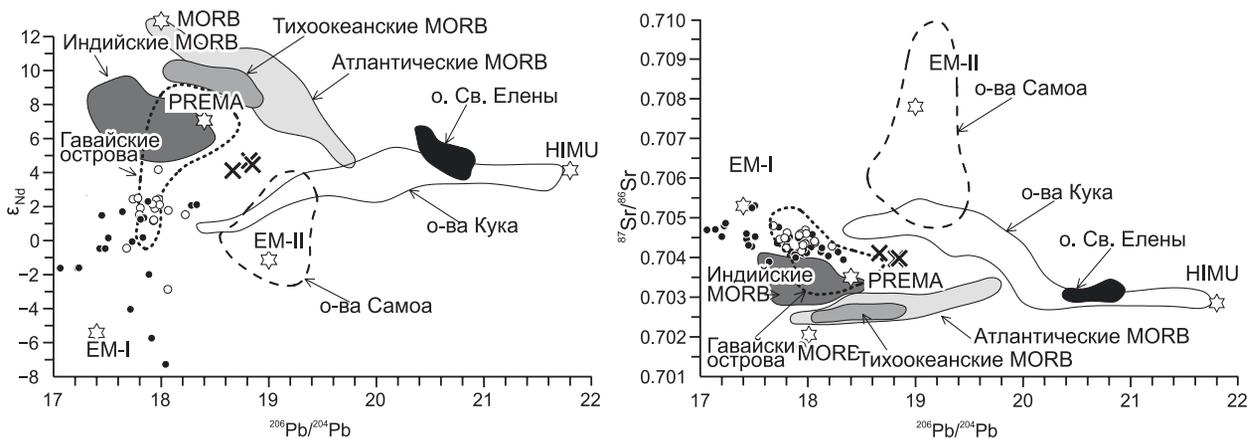


Рис. 9. Изотопные диаграммы в координатах ϵ_{Nd} — $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ и $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ — $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ для неогеновых базальтоидов.

Усл. обозн. и ссылки см. на рис. 7, 8.

Таблица 8. Рассчитанный состав равновесных расплавов

Компонент	Расплав 1 _(F_{0,90})	Расплав 2 _(F_{0,82})
SiO ₂ , мас. %	43.39	45.09
TiO ₂	2.4	3.24
Al ₂ O ₃	10.28	13.85
Fe ₂ O ₃	2.26	1.9
FeO	11.26	10.44
MnO	0.13	0.17
MgO	17.7	8.38
CaO	7	9.42
Na ₂ O	3.18	4.28
K ₂ O	1.82	2.45
P ₂ O ₅	0.58	0.78
T, °C	1536	1227

ИСТОЧНИКИ ВЕЩЕСТВА БАЗАЛЬТОИДОВ

По данным многих исследователей, например [Allegre, Turcotte, 1986; Hauri, 1996], основные вулканиты океанических островов (ОИВ) образуются при частичном плавлении субстрата, близкого к перидотитовому или пироксенитовому материалу. Повышенные концентрации редкоземельных элементов более соответствуют пироксенитовому источнику [Herzberg, 2006, 2010] показали, что первичные расплавы, образующиеся из перидотитового источника, содержат больше оксида кальция, чем продукты пироксенитового субстрата. Тестирование состава определенного родоначального состава базанитов р. Жарничиха в программе PRIMELT3 [Herzberg, Asimow, 2015] показало, что для него более вероятно

пироксенитовый источник из-за низкого содержания CaO. В работах [Sobolev et al., 2005, 2007, 2011] показано, что наблюдаются более низкие концентрации CaO, MnO и более высокие NiO в фенокристаллах базальтов, образовавшихся из пироксенитов по сравнению с перидотитами. Именно такие содержания данных оксидов отмечаются в исследованных нами вулканитах, что может служить подтверждением предлагаемой модели.

В качестве мантийного источника для нефелин-нормативных базальтоидов океанических островов рассматриваются оливиновые клинопироксениты (Ol + Cpx + Grt) [Herzberg, 2010; и др.]. Оливиновые клинопироксениты могут быть как кумулятивной частью рециклированной океанической коры, так и результатом твердофазных реакций между эклогитами и перидотитами в нижней мантии [Herzberg, 2010]. Частичное плавление оливиновых клинопироксенитов может дать расплавы с характеристиками, наблюдаемыми у базанитов р. Жарничиха (низкий SiO₂, CaO, относительно высокий MgO). Присутствием оливина в рестите объясняются и «перидотитовые» содержания NiO в оливиновых вкраплениях.

Считается, что все породы ОИВ типа вызваны влиянием плюма [Condi, 2001; и др.]. Ранее было предположено, что вулканизм этого района был вызван воздействием мантийного диапира при просачивании расплавов через мантийный субстрат [Ащепков и др., 1996; Litasov, Taniguchi, 2002]. Изученные нами вулканиты по своим геохимическим характеристикам полностью отвечают базальтам океанических островов (ОИВ). Мы предполагаем, что базальтоидные расплавы, изученные нами, формировались в результате подъема мантийного плюма, так же как для пород плато Хэвэн [Цыпукова и др., 2014]. Очаг генерации располагался в астеносферной мантии в области стабильности граната на глубине 90—100 км. В подтверждение этого следует заметить, что по геофизическим исследованиям почти под всей территорией ЦАВП наблюдается область разуплотненной мантии. Ее кровля поднимается до глубин менее 100 км, а в Южно-Байкальском, Южно-Хангайском и Хэнтэйском районах обнаружены выступы на глубине менее 50 км [Зорин и др., 1988]. В этой же работе показано, что к этим выступам приурочены проявления позднекайнозойского вулканизма. Кроме того, под Хэнтэйским хребтом наблюдается повышенный тепловой поток (60—70 МВт/м²) [Khutorskoy, Yarmoluk, 1989]. Из всего вышесказанного можно заключить, что приведенные геофизические данные подтверждают возможность формирования исследованных пород под действием мантийного плюма.

ВЫВОДЫ

Были изучены минералогические и изотопно-геохимические особенности базанитов. На основе впервые полученных данных по составу минералов определен порядок кристаллизации базанитовых расплавов. Определены температура и давление равновесной кристаллизации для оливина с Mg# = 0.82 и фенокристов клинопироксена. Рассчитан состав родоначального расплава. Проведен расчет давления и температуры для модельных базальтоидных безводных расплавов. Полученные данные показали, что температура формирования родоначальных расплавов составляла 1536 °C, а давление 3.28 ГПа. Исследованные базаниты по своим геохимическим характеристикам соответствуют основным породам океанических островов. Впервые получены данные по изотопии стронция, неодима и свинца. Sr-Nd-Pb изотопная систематика базальтоидов р. Жарничиха свидетельствует, что доминирующим мантийным источником для них служил источник PREMA при резко подчиненном участии обогащенного источни-

ка, что отлично от базальтоидов ЮБВО и ЮХВО, изотопный состав которых контролируется процессом смешения источников PREMA и EM-I.

Отличие базанитов Южного Забайкалья от аналогичных пород Байкальской рифтогенной области обусловлено разными изотопными источниками магматических расплавов. В качестве мантийного источника предполагаются оливиновые клинопироксениты (Ol + Crx + Grt). Предполагается, что базальтоидные расплавы, изученные нами, формировались в результате подъема мантийного плюма, который был вызван кайнозойской активизацией.

Авторы приносят свою благодарность всем сотрудникам аналитических служб института.

Исследование проведено в рамках выполнения государственного задания по проекту № 0350-2019-0008 и при финансовой поддержке гранта РФФИ (20-05-00116) с использованием научного оборудования ЦКП «Изотопно-геохимических исследований» ИГХ СО РАН.

ЛИТЕРАТУРА

Амосова А.А., Пантеева С.В., Татаринов В.В., Чубаров В.М., Финкельштейн А.Л. Рентгенофлуоресцентное определение основных породообразующих элементов из образцов массой 50 и 110 мг // Аналитика и контроль, 2015, т. 19, № 2, с. 130—138.

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

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.

Зорин Ю.А., Балк Т.В., Новоселова М.Р., Турутанов Е.Х. Толщина литосферы под Монголо-Сибирской горной страной и сопредельными регионами // Физика Земли, 1988, № 7, с. 33—42.

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.

Медведев А.Я., Горнова М.А., Дриль С.И., Каримов А.А., Беляев В.А., Иванов А.В., Демонтерова Е.И. Минералогия, геохимия и Sr-Nd-Pb изотопная систематика позднекайнозойских базанитов Бороздинского гольца (хребет Хэнтэй, Южное Забайкалье) // Геология и геофизика, 2020, т. 61 (8), с. 1031—1054.

Медведев А.Я., Демонтерова Е.И., Каримов А.А., Беляев В.А. Петрология базанитовых лав Даруро-Хэнтэйского хребта (PT-параметры образования, порядок кристаллизации, источники вещества) // Геология и геофизика, 2021, т. 62 (3), с. 364—384.

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.

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. В 8 томах / Ред. Н.П. Лавров. М., ИГЕМ РАН, ИФЗ РАН, 2008, т. 2, 280 с.

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.

Симонов В.А., Кудряшова Е.А., Ярмолюк В.В., Ковязин С.В., Котляров А.В. Петрогенезис позднекайнозойских базальтовых комплексов Южно-Байкальской и Южно-Хангайской вулканических областей, Центральная Азия: данные по расплавленным включениям // Петрология, 2013, т. 21, № 5, с. 535—553.

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 щелочно-базальтовых магм плато Хэвэн на юго-западном фланге Байкальской рифтовой зоны // *Геология и геофизика*, 2014, т. 55 (2), с. 244—275.

Юдалевич З., Вапник Е. Ксенокристы и мегакристы щелочной оливин-базальт-базанит-нефелинитовой ассоциации Махтеш Рамон (Израиль), их петрохимические взаимодействия с выносящими расплавами и кристаллографические преобразования // *Литосфера*, 2018, т. 18, № 5, с. 718—742.

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.

Albarede F. How deep do common basaltic magmas from and differentiate? // *J. Geophys. Res.*, 1992, v. 97 (B7), p. 10997—11009.

Allegre C.J., Turcotte D.L. Implication of a two component marble-cake mantle // *Nature*, 1986, v. 323, p. 123—127.

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.

Chaffey D.J., Cliff R.A., Wilson B.M. Characterisation 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.

Condi K.L. Petrogenesis and the record in Earth history. London, Cambridge University Press, 2001, 305 p.

Danyushevsky L.V., Plechov P. Petrolog3: Integrated software for modeling crystallization processes // *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 2011, v. 12 (7), doi:10.1029/2011GC003516.

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, p. 175—186.

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. 301, p. 154—162.

Hauri E. Major-element variability in Hawaiian mantle plum // *Nature*, 1996, v. 382, p. 415—419.

Herzberg C. Petrology and thermal structure of the Hawaiian plume from Mauna Kea volcano // *Nature*, 2006, v. 444 (7119), p. 605.

Herzberg C. Identification of source lithology in the Hawaiian and Canary Islands: Implications for origins // *J. Petrol.*, 2010, 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.

Khutorskoy M.D., Yarmoluk V.V. Head flow, structure and evolution of the lithosphere of Mongolia // *Tectonophysics*, 1989, v. 164, p. 315—322.

Le Bas M.J., Lemaître R.W., Streckeisen A., Zanettin B.A. Chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali silica diagram // *J. Petrol.*, 1986, v. 27 (3), p. 745—750.

Litasov K., Taniguchi H. Mantle evolution beneath the Baikal rift // *CHEAS Monograph Series* 5, 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.

McDonough W.F., Sun S.-S. The composition of the Earth // *Chem. Geol.*, 1995, v. 120, p. 223—253.

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, 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, p. 299—310.

Putirka K. Thermometers and barometers for volcanic systems // *Rev. Mineral. Geochem.* Eds. K. Putirka, F. Tepley. *Mineral. Soc. Am.*, 2008, v. 69, p. 61—120.

Rudge J.F., Reynolds B.C., Bourdon B. The double spike toolbox // *Chem. Geol.*, 2009, v. 265, p. 420—431.

- Sobolev A.V., Hofmann A.V., Sobolev S.V., Nikogosian I.K.** An olivine- free mantle source of Hawaiian Shield basalts // *Nature*, 2005, v. 434, p. 590—597.
- Sobolev A.V., Hoffman A.W., Kuzmin D.V., Yaxley C.M., Arndt N.T., Sun-Lin Chung, Danyushinsky L.V., Elliot T., Frey F.A.** Amount of recycled crust in sources of mantle-derived melts // *Science*, 2007, v. 316, p. 412—417.
- Sobolev S.V., Sobolev A.V., Kuzmin D.V., Krivolutsckay N.A., Petrunin A.G., Arndt N.T., Radko V.A., Vasilev Yu.R.** Linking mantle plumes, large igneous provinces and environmental catastrophes // *Nature*, 2011, v. 477, p. 312—316.
- Stracke A.** Earth's heterogenous 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. Spec. Publ. № 2, Blackwell Scientific Publications, 1989, p. 313—346.
- Weaver B.L.** The origin of ocean basalt end-member composition: trace element and isotopic constraints // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1991, v. 88, p. 381—397.
- Workman R.K., Hart S.R., Jackson M., Regelous M., Farley K.A., Blusztajn J., Kurz M., Staudigel H.** Resycled metasomatized lithosphere as the enriched mantle II (EM-2) end-member: Evidence from the Samoan Volcanic Chain // *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 2004, v. 5 (4), Q04008, doi:10.1029/2003GC000623.
- Yavuz F.** A Windows program for pyroxene calculation and classification thermobarometry // *Am. Mineral.*, 2013, v. 98, p. 1338—1359.
- 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. 493—571.
- Zorin Y.A., Rogozhina V.A.** Mechanism of rifting and some features of the deep-seated structure of the Baikal rift zone // *Tectonophysics*, 1978, v. 1, p. 23—30.
- Zorin Y.A., Novoselova M.R., Turutanov E.K., Kozhevnikov V.M.** Structure of the lithosphere of the Mongolian-Siberian mountainous province // *J. Geodyn.*, 1990, v. 11, p. 327—342.