

## ПЕТРОЛОГИЯ БАЗАНИТОВЫХ ЛАВ ДАУРО-ХЭНТЭЙСКОГО ХРЕБТА (*P-T*-параметры образования, порядок кристаллизации, источники вещества)

А.Я. Медведев<sup>1</sup>, Е.И. Демонтерова<sup>2</sup>, А.А. Каримов<sup>1</sup>, В.А. Беляев<sup>1</sup>

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

<sup>2</sup>Институт земной коры СО РАН, 664033, Иркутск, ул. Лермонтова, 128, Россия

Выполнено комплексное изучение вулканитов. Приведены первые данные по составу минералов (микронзондовый рентгеноспектральный анализ) и изотопии Sr и Nd в породах. Проведенные исследования показали, что базаниты Дауро-Хэнтэйского хребта по своим геохимическим характеристикам сопоставимы с вулканитами Южно-Байкальской вулканической области (ЮБВО) и несколько отличаются от базальтов океанических островов (ОИВ) относительно повышенными содержаниями Ba, Th, La и Sr. Определены температуры кристаллизации и давления равновесия  $Fo_{0.85}$  с расплавом, которые составляют:  $T = 1186\text{—}1137\text{ }^{\circ}\text{C}$ , а  $P = 1.09\text{—}1.06\text{ ГПа}$ . Установлен порядок кристаллизации расплава. По полученным изотопным данным Sr и Nd выяснено, что источниками базанитовых магм являлось вещество с изотопными характеристиками PREMA и EMI.

*Cenozoic volcanism, isotope composition, mineralogy, geochemistry*

## PETROLOGY OF BASANITIC LAVAS OF THE DAUR–HENTIYN RANGE (*P–T* conditions of formation, crystallization sequence, and sources of material)

A.Ya. Medvedev, E.I. Demonterova, A.A. Karimov, V.A. Belyaev

We performed a comprehensive study of basanites from the Daur–Hentiyn Range and present the first data on their Sr and Nd isotope and mineral compositions (electron probe microanalysis). The study has shown that the basanites are chemically similar to the volcanic rocks of the South Baikal volcanic area (SBVA) and are slightly different from oceanic island basalts in higher contents of Ba, Th, La, and Sr. The crystallization temperatures and pressures for the  $Fo_{0.85}$  olivine–melt equilibrium have been estimated,  $1186\text{—}1137\text{ }^{\circ}\text{C}$ ,  $1.09\text{—}1.06\text{ GPa}$ , and the sequence of mineral crystallization has been established. The obtained Sr and Nd isotope data indicate that the basanitic magmas were generated from material with PREMA and EMI isotope parameters.

*Cenozoic volcanism, isotope composition, mineral composition, geochemical composition*

### ВВЕДЕНИЕ

Начиная со второй половины раннего кайнозоя, в южном обрамлении Сибирского кратона получили широкое распространение вулканиты, когда обширные пространства Центральной Азии были охвачены процессами внутриплитной магматической деятельности и тектонической активизации. В результате этого возникли многочисленные системы рифтогенных впадин, в которых широко проявлены вулканические породы. Эти вулканические поля расположены на большой площади от Удокана и Витима на севере через Южно-Байкальскую вулканическую область (ЮБВО) до вулканических районов Монголии (Хангай, Дариганга) [Киселев и др., 1979; Логачев, 2003; Воронцов, Ярмолюк, 2004; Коваленко и др., 2009; Буслов, 2012; и др.]. Небольшие проявления подобных вулканитов отмечены в центральной части Дауро-Хэнтэйского свода. Они занимают промежуточное положение между Витимским плато, базальтовыми плато Южного Прибайкалья и вулканическими районами Монголии — Хангайским хребтом и плато Дариганга. Фрагменты лавовых построек с возрастом 5.5—8.0 млн лет [Поляков, Багдасарьянц, 1986] обнаружены по долине р. Буркал и в Бороздинском гольце на водоразделе рек Бороздиния и Харчевка. Во всех породах данных районов отмечены мантийные включения как гранат-, так и шпинельсодержащие. Изучение глубинных включений проводилось достаточно интенсивно [Ащепков и др., 1996; Litasov, Taniguchi, 2002]. При этом редкоэлементный состав и минералогия вулканитов не изучались. Целью работы было изучить вещественный состав пород и минералов, получить изотопные данные и на основе результатов определить порядок кристаллизации, источники субстрата и параметры формирования вулканитов.

### АНАЛИТИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ

Работа выполнена с использованием научного оборудования ЦКП «Изотопно-геохимические исследования» ИГХ СО РАН. Для аналитических исследований были выбраны фрагменты образцов без

ксенолитов. Петрогенные элементы определялись рентгенофлуоресцентным методом по методике, опубликованной в работе [Афонин и др., 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 262, 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 диоксид; К — ортоклаз; Ti — ильменит GF-55; Cr — хромит 79/62; Mn — Mn-гранат; Fe, Ni — NiFe<sub>2</sub>O<sub>4</sub>; Zn — ZnS; V — V<sub>2</sub>O<sub>5</sub>. Для определения составов зональных минералов при исследовании на микронзонде проводились сканирование по профилю от края до края крупных зерен. В случае гомогенных зерен было проведено определение в нескольких точках в разных частях.

Изотопный состав Sr и Nd выполнен в ЦКП «Геодинамика и геохронология» ИЗК СО РАН. Навеска истертого порошка массой 100 мг разлагалась в тefлоновых бюксах в смеси кислот HNO<sub>3</sub>-HF-HClO<sub>4</sub> в микроволновой печи. Выделение Sr и Nd проводили с использованием смол EIChroM Industries II (США) по методике [Pin et al., 1994]. Измерение изотопных отношений Sr и Nd выполнено на приборе Finnigan MAT 262. Качество анализа контролировалось измерением стандартных образцов JNd-1 (для Nd) и NBS-987 (для Sr) с <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr = 0.710228 ± 17 (2σ, n = 4). При масс-спектрометрических измерениях изотопные отношения этих элементов нормализованы к <sup>88</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr = 0.375209 и <sup>146</sup>Nd/<sup>144</sup>Nd = 0.7219.

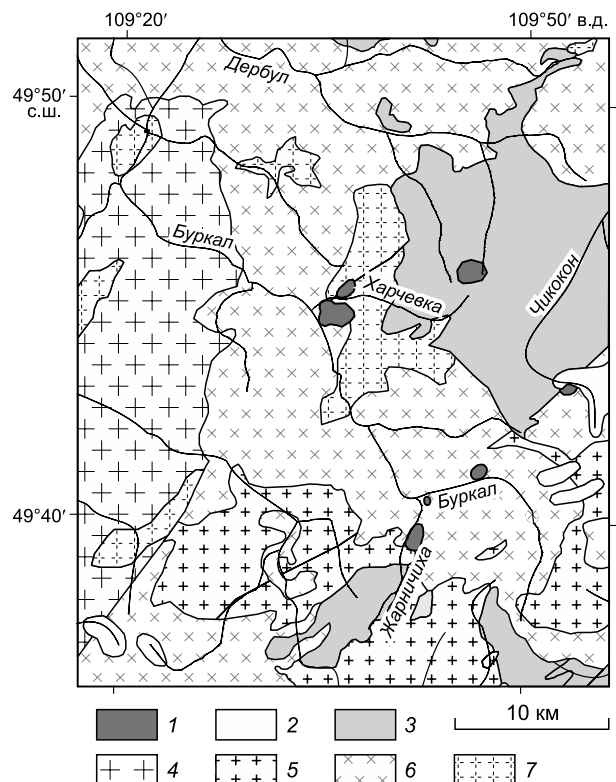
### ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ И ПЕТРОГРАФИЯ ИЗУЧЕННЫХ ПОРОД

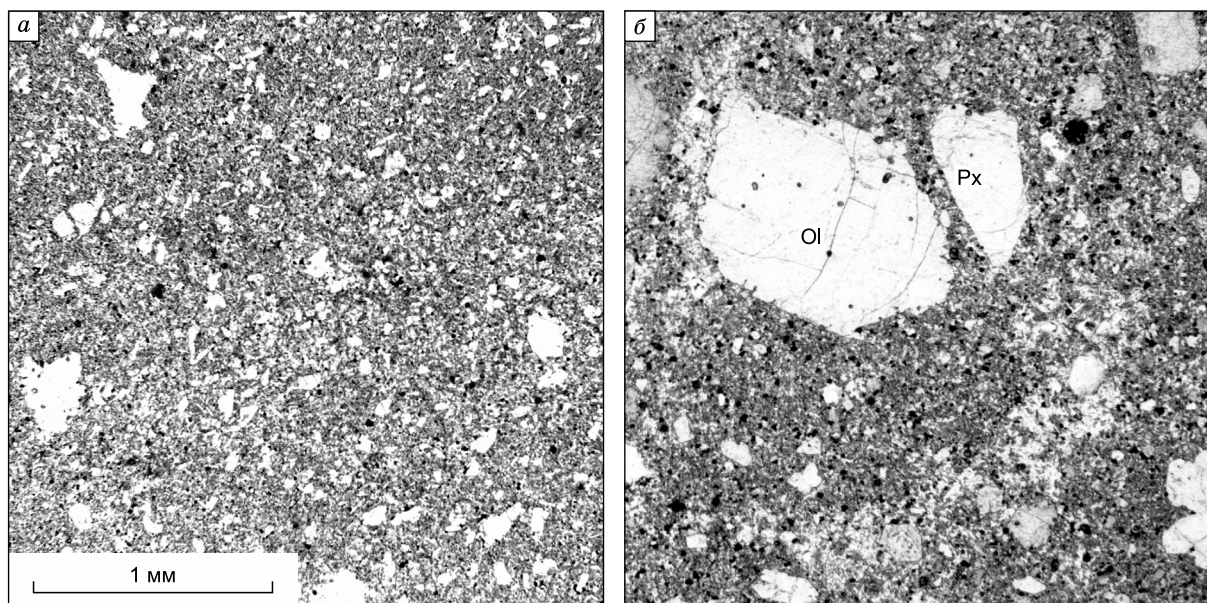
В среднем течении р. Буркал в устье р. Харчевка (правый приток р. Буркал) располагается лавовое плато (рис. 1). По данным Н.П. Костякова с соавторами, вулканиты залегают на поверхности 100-метровой террасы, образуя протяженный поток, разобщенный на ряд полей. В основании потока залегают черные и темно-серые базальты с мелкими вкрапленниками оливина. Мощность данной части разреза около 20 м. Выше по разрезу наблюдаются черные слабoporистые базальты с крупными (до 2 мм) вкрапленниками желто-зеленого оливина. В этих породах отмечаются глубинные включения [Костяков и др., 1969].

Нами для анализов были отобраны образцы из массивных вулканитов без глубинных включений, представленные порфировыми и афировыми разностями (рис. 2). Предварительно отметим, что порфировая структура большей частью вызвана наличием ксенокристов оливина и в меньшей — фенокристов пироксена и оливина. 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 микрокристами апатита ~0.02 мм, отдельными мелкими зернами нефелина, лейцита, калиевого полевого шпата и реликтами стекла. Следует отметить, что породы насыщены рудными минералами. Все отобранные и проанализированные образцы практически не затронуты постмагматическими изменениями — п.п.п. не более 0.20 мас. %.

**Рис. 1. Геологическая карта района распространения кайнозойских щелочных базальтов Хэн-тэйского хребта.**

Фрагмент Государственной геологической карты Российской Федерации м-ба 1: 1 000 000, лист М-49 [Государственная..., 2012] с упрощениями и дополнениями. 1 — позднекайнозойские щелочные базальты; 2 — четвертичные флювиогляциальные отложения; 3 — каменноугольные отложения ингодинской серии; 4 — гранитоиды малханского комплекса (PZ<sub>1</sub>); 5 — гранитоиды даурского комплекса (P<sub>1</sub>); 6 — гранитоиды кыринского комплекса (J<sub>1-2</sub>); 7 — гранитоиды асакан-шумиловского комплекса (J<sub>2-3</sub>).





**Рис. 2. Микрофотографии шлифов.**

*а* — афировая структура, *б* — порфировая структура.

Оливины представлены двумя разновидностями: крупные вкрапленники (ксенокристы и фенокристы) и мелкие зерна в основной массе. Форма ксенокристов обычно неправильная, угловатая, размером  $\sim 2\text{—}3$  мм. Края ксенокристов часто резорбированы. Фенокристы в большинстве случаев гипидиоморфны. Форма мелких зерен основной массы чаще всего гипидиоморфная, реже — неправильная и идиоморфная.

Вкрапленники пироксена представлены крупными зернами различных размеров, в среднем  $\sim 1.5\text{—}2.5$  мм. Они имеют серый, иногда темно-серый цвет, чаще всего зональное погасение. Мелкие пироксены в основной массе, так же как и вкрапленники, имеют серый и темно-серый цвет. Их размеры составляют  $\sim 0.4\text{—}0.5$  мм и меньше. Форма зерен гипидиоморфная и неправильная.

Лейсты плагиоклаза основной массы в длину достигают  $\sim 0.1$  мм, а в ширину  $\sim 0.02$  мм.

Рудные минералы отмечаются в виде мелких зерен размером до 0.1 мм, равномерно распределенных по всему объему породы.

Стекло имеет светло-серый цвет (в некоторых шлифах светло-коричневый).

В матриксе микронзондовым анализом кроме стекла определены: нефелин, лейцит, калиевый полевой шпат и отдельные микрокристы апатита.

### СОСТАВЫ МИНЕРАЛОВ

**Оливины.** Как было показано выше, оливины представлены двумя разновидностями: крупные вкрапленники и мелкие зерна в основной массе. Представительные анализы минерала приведены в табл. 1. Рисунок 3 демонстрирует вариации составов оливинов в разных по крупности зерна. Магнезиальность оливинов варьирует в широком интервале и постепенно уменьшается от центра к краю вкрапленников ( $\text{Fo}_{0.91}\text{—}\text{Fo}_{0.77}$ ), а составы оливинов из основной массы соответствуют краевым зонам вкрапленников. Для всех зерен наблюдается положительная корреляция  $\text{Fo—NiO}$  мас. % и отрицательная корреляция  $\text{Fo—CaO}$  мас. % (рис. 4). Среди вкрапленников обнаружены две разновидности, отличающиеся магнезиальностью центральной части — Ol 1 и Ol 2. Ol 1 имеет максимальную магнезиальность  $\geq \text{Fo}_{0.90\text{—}0.91}$ . Такая высокая магнезиальность характерна для оливинов из перидотитовых ксенолитов изученного региона, в которых  $\text{Fo} = 0.89\text{—}0.92$  [Ащепков и др., 1996; Litasov, Taniguchi, 2002; Боролдоева, Медведев, 2018]. Поэтому мы интерпретируем Ol 1 как остатки от дезинтегрированных мантийных ксенолитов, т. е. ксенокристы. Эти зерна имеют резорбированные края, что свидетельствует о взаимодействии их с базальтовым расплавом. Ol 2 имеет более низкую магнезиальность, и она составляет  $\sim 0.84$  в центральной части. Как правило, эти вкрапленники гипидиоморфны. Вероятнее всего, это «родные, базальтовые» фенокристы. В краевой части вкрапленников оливинов обеих разновидностей уменьшается магнезиальность (см. табл. 1), увеличивается содержание кальция и падает концентрация никеля (см.

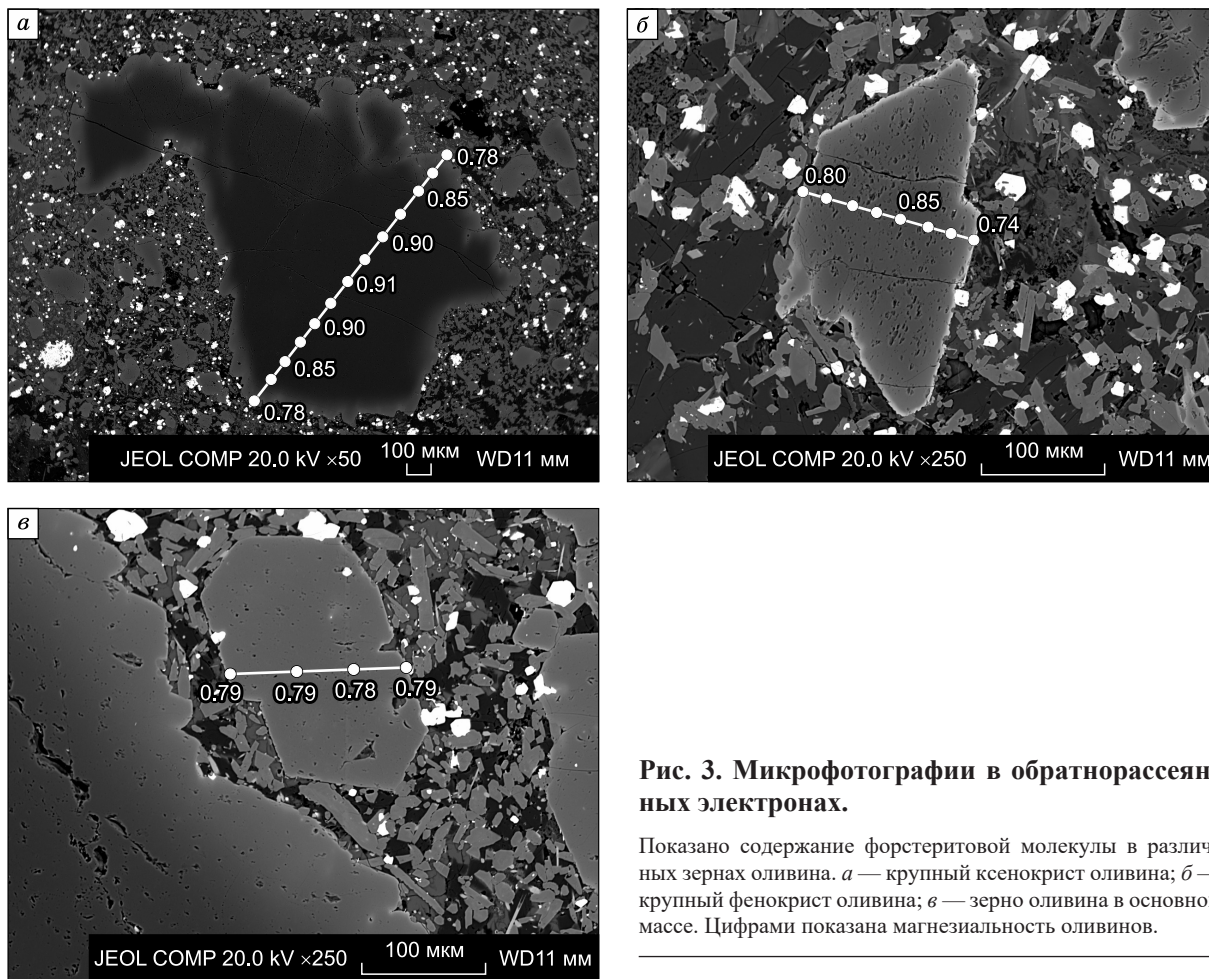
Таблица 1.

## Представительные микрозондовые анализы оливина

Компонент	Ксеногенный оливин																								
	край					промежуточная область от края к центру					центр					промежуточная область от центра к краю					край				
	123-1	123-2	123-3	123-7	123-8	123-11	123-12	123-13	123-14	123-15	123-16	123-17	123-18	123-20	123-21	123-23	123-24	123-25	123-29	123-30					
SiO	38.73	38.58	38.64	39.15	40.28	40.59	40.79	40.59	40.64	40.53	40.4	40.33	40.66	40.57	40.53	40.10	40.18	39.73	38.29	38.98					
FeO*	20.27	20.21	19.62	17.08	12.14	9.65	9.36	9.31	9.26	9.35	9.49	9.60	9.25	9.46	9.47	10.04	12.33	14.27	19.68	19.81					
MnO	0.41	0.42	0.42	0.30	0.21	0.14	0.11	0.10	0.14	0.12	0.12	0.12	0.09	0.12	0.12	0.14	0.17	0.19	0.40	0.46					
MgO	39.67	39.57	39.96	42.24	46.56	49.27	48.40	48.50	48.17	48.52	48.47	48.23	49.15	48.30	48.19	48.03	46.17	44.35	40.12	39.34					
CaO	0.46	0.43	0.46	0.25	0.11	0.10	0.09	0.10	0.09	0.09	0.11	0.08	0.10	0.08	0.09	0.10	0.10	0.15	0.45	0.47					
NiO	0.14	0.13	0.16	0.26	0.30	0.35	0.37	0.32	0.38	0.42	0.35	0.32	0.42	0.37	0.36	0.39	0.33	0.30	0.12	0.14					
Сумма	99.68	99.34	99.26	99.28	99.6	100.1	99.12	98.92	98.68	99.03	98.94	98.68	99.67	98.9	98.76	98.80	99.28	98.99	99.06	99.20					
Fo	0.78	0.78	0.78	0.82	0.87	0.90	0.90	0.90	0.90	0.90	0.90	0.90	0.90	0.90	0.90	0.90	0.87	0.85	0.78	0.78					
Fa	0.22	0.22	0.22	0.18	0.13	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.13	0.15	0.22	0.22					

Компонент	Фенокрист оливина																							
	«Базальтовый оливин»										Мелкие зерна оливина в основной массе													
	край					промежуточная область от центра к краю					край					промежуточная область от центра к краю					край			
112-65	112-68	112-73	112-72	150-6	150-7	150-8	150-9	150-10	150-11	150-12	150-13	150-17	123-120	123-121	123-122	110-25	110-26	114-75	114-76					
SiO <sub>2</sub>	39.45	39.69	39.60	39.92	39.06	39.87	39.29	39.71	39.24	38.99	38.48	38.56	38.50	38.86	38.65	38.84	38.94	39.10	38.27	38.12				
FeO*	17.06	16.82	14.88	14.19	14.53	14.64	15.04	16.71	17.80	19.38	20.44	21.15	25.47	20.36	19.59	19.18	23.60	22.87	21.19	22.19				
MnO	0.25	0.23	0.21	0.21	0.20	0.20	0.22	0.28	0.31	0.31	0.41	0.42	0.48	0.41	0.35	0.34	0.44	0.40	0.47	0.44				
MgO	42.02	42.19	44.02	44.41	44.94	45.49	44.89	44.37	42.67	41.97	40.68	39.78	36.29	38.98	40.06	40.56	37.51	38.35	37.98	36.92				
CaO	0.41	0.35	0.30	0.25	0.21	0.22	0.28	0.33	0.34	0.39	0.43	0.45	0.48	0.39	0.42	0.32	0.45	0.44	0.65	0.44				
NiO	0.13	0.18	0.18	0.20	0.23	0.20	0.15	0.14	0.15	0.13	0.11	0.11	0.09	0.11	0.12	0.16	0.08	0.08	0.12	0.18				
Сумма	99.32	99.46	99.19	99.18	99.17	100.62	99.87	101.54	100.51	101.17	100.55	100.47	100.31	99.11	99.19	99.4	101.02	101.26	98.68	98.51				
Fo	0.81	0.82	0.84	0.85	0.84	0.85	0.84	0.82	0.81	0.79	0.78	0.77	0.72	0.77	0.78	0.79	0.74	0.75	0.76	0.75				
Fa	0.19	0.18	0.16	0.12	0.16	0.15	0.16	0.18	0.19	0.21	0.22	0.23	0.28	0.23	0.22	0.21	0.26	0.25	0.24	0.25				

Примечание. Микрозондовые анализы выполнены О.В. Белозеровой. Здесь и далее: составы минералов приведены в мас. %, миалы в отн. %; FeO\* — железо общес. Fo — форстерит, Fa — фаялит (%).



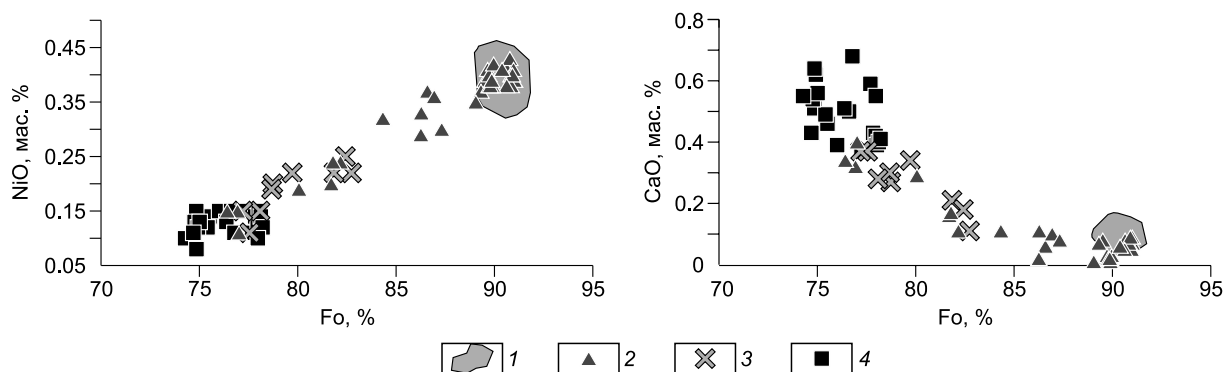
**Рис. 3. Микрофотографии в обратнорассеянных электронах.**

Показано содержание форстеритовой молекулы в различных зернах оливины. *а* — крупный ксенокрит оливина; *б* — крупный фенокрит оливина; *в* — зерно оливина в основной массе. Цифрами показана магнизиальность оливинов.

рис. 3). В ОI 2 концентрация кальция выше, чем в ОI 1. Предполагается, что данные оливины кристаллизовались из фракционированного расплава с достаточно высоким содержанием магния [Libourel, 1999].

Оливин основной массы (ОI 3) представлен мелкими зернами с невысокой магнизиальностью ( $Fo_{0.79-0.74}$ ). В этих зернах отмечается низкое содержание NiO (менее 0.1 мас.%) и, напротив, высокая концентрация MnO — до 0.6 мас. % и CaO — более 0.4 мас. %. По своему составу минерал соответствует краевым частям вкрапленников (ОI 1 и ОI 2).

По результатам исследований выделены три разновидности оливинов: ОI 1 — ксеногенный из разрушенных перidotитовых включений, ОI 2 — кристаллизующийся из базальтового расплава (первая генерация) и ОI 3 — мелкие зерна основной массы (вторая генерация). Многими исследователями по-



**Рис. 4. Зависимость содержания некоторых элементов от Fo в оливинах различной генерации.**

1 — оливин из ксенолитов; 2 — оливин из ксенокритов; 3 — оливин из фенокритов; 4 — оливин из основной массы.

Таблица 2.

## Представительные микронзондовые анализы пироксенов

Компонент	116-53	116-54	116-55	116-56	116-57	116-58	116-59	116-60	116-63	116-64	114-20	114-21	114-22	124-61	124-62	124-63
	Вкрапленник										Мелкое зерно основной массы					
	центр	от центра к краю							край							
SiO <sub>2</sub>	50.05	49.93	50.00	50.08	47.79	45.74	46.18	46.33	43.27	43.21	45.47	46.34	45.79	46.10	46.67	44.90
TiO <sub>2</sub>	1.64	1.47	1.48	1.68	2.80	3.13	3.33	3.22	4.92	5.07	4.00	3.87	3.82	3.53	3.34	4.39
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5.31	4.80	5.06	5.48	6.57	7.18	7.10	7.07	8.97	9.19	7.75	7.16	7.39	7.33	7.22	8.41
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	н/о	н/о	н/о	н/о	0.16	0.63	0.61	0.60	0.54	0.59	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	0.15
FeO	5.65	5.65	5.73	5.71	6.49	6.85	6.87	6.72	7.94	7.99	8.17	8.16	8.26	6.82	6.73	7.25
MnO	0.10	0.10	0.11	0.11	0.10	0.10	0.10	0.20	0.10	0.10	0.11	0.10	0.10	0.10	0.12	0.10
MgO	14.07	14.01	13.77	13.72	12.51	12.22	12.26	11.79	10.67	10.84	11.49	11.55	11.57	12.03	11.81	10.97
CaO	22.15	22.12	21.84	21.82	22.82	22.75	23.04	22.64	22.96	22.67	22.71	22.86	22.35	22.93	22.90	22.76
Na <sub>2</sub> O	0.66	0.69	0.70	0.70	0.72	0.73	0.85	0.86	0.91	0.90	0.81	0.81	0.87	0.82	0.78	0.75
Сумма	99.63	98.77	98.69	99.30	99.96	99.33	100.34	99.43	100.28	100.56	100.51	100.85	100.15	99.66	99.57	99.68
Wo	46.40	46.43	46.28	46.35	48.91	49.11	49.22	49.13	50.71	50.07	48.77	48.85	48.07	49.33	49.71	50.47
En	41.02	40.92	40.60	40.56	37.22	36.71	36.44	35.61	32.79	33.31	34.33	34.35	34.63	35.99	35.68	33.85
Fs	9.36	9.37	9.63	9.63	10.98	11.61	11.52	12.51	13.74	13.82	13.75	13.67	13.91	11.52	11.55	12.66
Mg#	0.82	0.82	0.81	0.81	0.77	0.76	0.76	0.76	0.71	0.71	0.71	0.72	0.71	0.76	0.76	0.73

Примечание. Wo — волластонит, En — энстатит, Fs — КПШ, Fs — ферросилит.

казано, что образование нескольких генераций оливинов в базальтовых расплавах достаточно обычно [Альмухамедов и др., 1983, 1985; Zolotukhin et al., 1996].

**Пироксены** относятся к авгиту с переходом в краевых частях в эгирин-авгит. Состав минералов приведен в табл. 2. Как было сказано ранее, пироксены также представлены крупными вкрапленниками и мелкими зернами в основной массе.

В крупных вкрапленниках наблюдается зональность. Она выражается в уменьшении содержания MgO от центра к краевой части от 14 до 10 мас. % (см. табл. 2). При этом наблюдается увеличение оксидов натрия (0.66—0.90 мас. %) и титана (1.64—5.07 мас. %) от центра к краю. Также увеличивается концентрация алюминия, но в меньшей степени (5—9 мас. %). Для сравнения рассмотрены составы клинопироксенов из глубинных включений вулканитов Буркала [Ащепков и др., 1996; Litasov, Taniguchi, 2002]. В этих клинопироксенах наблюдается высокое содержание хрома (до 2 мас. % Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub>) и резко пониженная концентрация титана (менее 1 мас. % TiO<sub>2</sub>) и алюминия (не более 7 мас. % Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>). Таким образом, можно заключить, что по своему составу — высокий титан, алюминий и низкий хром — вкрапленники исследованных базанитов не могут быть реликтами глубинных перидотитовых включений. Мелкие зерна основной массы характеризуются повышенным содержанием натрия, алюминия, титана, и их состав близок к составу краевых частей вкрапленников.

Таким образом, для пироксенов, так же как для оливинов, нами выявлены две генерации. Первая представлена крупными зональными кристаллами. Вероятнее всего, эти кристаллы образовывались, как будет показано ниже, несколько позже оливинов первой генерации. На это также указывает более низкая магнезиальность пироксенов по сравнению с оливинами. После отсадки первой порции кристаллов остаточный базальтовый расплав взаимодействовал с фенокристаллами пироксенов, и происходило нарастание каемок, обогащенных натрием, титаном и алюминием на крупные кристаллы. В это же время, очевидно, из центра зерен выносился магний. Пироксены второй генерации кристаллизовались из остаточного расплава.

**Полевые шпаты и фельдшпатоиды.** В исследованных нами вулканитах плагиоклаз встречен только в виде тонких лейст, рассеянных в основной массе, и микролитов в тонкораскристаллизованном матриксе. Калиево-натриевый и натрий-калиевый полевой шпат и фельдшпатоиды отмечены только в интерстициях. Составы минералов приведены в табл. 3. Лейсты плагиоклаза представлены олигоклазом An<sub>16-20</sub>Ab<sub>70-80</sub>Or<sub>6-10</sub>. Микролиты основной массы сложены двумя разновидностями КПШ: ортоклазом и анортоклазом. Лейцит и нефелин наблюдаются только в матриксе. Состав лейцита практически полностью соответствует стехиометрии. Нефелин содержит до 5 мас. % K<sub>2</sub>O. Такое содержание кальсилитовой составляющей обычно для этого минерала [Самсонова, 1973; Икорский, 1980].

**Оксисорудные минералы.** Из оксидов обнаружены и проанализированы титаномагнетиты, единичные зерна ильменита и хромшпинели. Составы минералов приведены в табл. 4.

Таблица 3. Представительные микрондовые анализы полевых шпатов и фельдшпатоидов

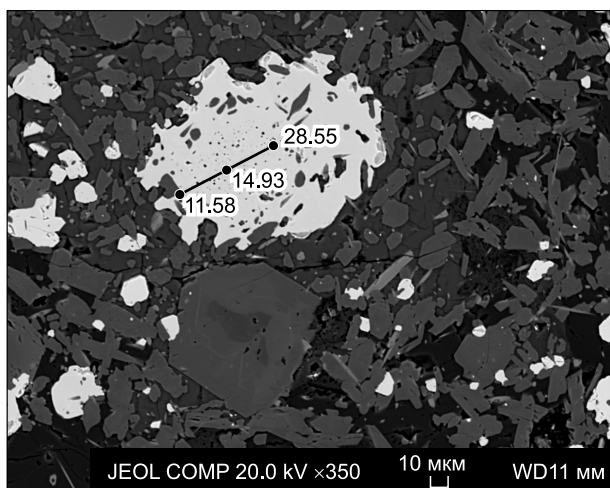
Компонент	124-68	124-69	110-23	110-47	110-48	110-54	110-55	110-65	110-66	110-74	110-75
	Лейсты плагиоклаза			Натриево-калиевый полевой шпат из интерстиций				КПШ из интерстиций			
SiO <sub>2</sub>	59.26	58.87	60.71	66.18	65.48	64.55	64.23	67.30	65.85	66.12	66.59
TiO <sub>2</sub>	0.37	0.43	0.24	0.18	0.18	0.26	0.33	н/о	н/о	н/о	н/о
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	26.31	25.63	22.94	20.42	20.11	20.66	20.32	17.04	17.00	16,78	17.21
FeO*	1.09	0.93	0.40	0.76	0.77	0.42	0.43	1.83	1.62	1.69	1.27
CaO	3.16	3.68	4.06	0.96	1.14	1.81	1.28	н/о	н/о	н/о	н/о
Na <sub>2</sub> O	8.76	8.77	8.27	7.30	6.33	7.50	7.02	4.26	4.15	3.93	4.38
K <sub>2</sub> O	0.96	0.96	1.91	6.50	6.37	5.35	5.84	11.04	11.35	11.80	11.35
Сумма	99.91	99.27	98.61	102.30	99.61	100.55	98.45	101.45	99.97	100.32	100.80
Ab	78.63	76.68	70.27	60.31	56.79	62.41	60.67	36.97	35.72	33.61	36.97
An	15.69	17.78	19.07	4.39	5.63	8.32	6.11	0	0	0	0
Or	5.67	5.54	10.66	35.30	37.58	29.27	33.22	63.03	64.28	66.39	63.03

Компонент	124-22	124-23	124-24	124-87	124-88	124-89	113-16	113-17	111-18	116-104	116-105	150-20	150-21
	Нефелин из интерстиций								Лейцит из интерстиций				
SiO <sub>2</sub>	45.19	45.94	46.62	44.24	43.90	45.02	45.10	46.42	56.07	55.42	55.36	55.86	56.64
TiO <sub>2</sub>	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	33.76	34.02	33.20	32.81	33.74	33.86	32.93	32.35	22.54	22.24	22.51	22.60	23.02
FeO*	0.78	0.74	0.85	0.68	0.72	0.77	0.98	0.95	0.85	0.72	0.75	—	—
CaO	0.83	0.53	0.95	1.28	1.33	1.37	0.22	0.24	0.16	0.10	0.10	0.35	0.01
Na <sub>2</sub> O	17.88	15.48	15.14	16.36	15.43	14.80	15.92	14.94	0.15	0.10	0.52	0.10	0.64
K <sub>2</sub> O	3.89	4.39	3.68	3.68	3.78	3.82	4.68	4.63	19.76	19.48	19.58	20.13	20.05
Сумма	102.33	101.10	100.44	99.05	98.960	99.64	99.73	99.53	99.53	99.02	99.82	99.01	100.36
Ab	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
An	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Or	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—

Примечание. Al — альбит, An — анортит, Or — ортоклаз, н/о — не обнаружено.

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. Минералы с аналогичным составом отмечены и базанитах плато Хэвэн [Цыпукова и др., 2014].

Проанализированный ильменит содержит небольшое количество примесей и по своему составу относится к типичным минералам основных пород. Состав ильменита близок к составу, полученному ранее для аналогичных пород К. Литасовым и Х. Танигучи [Litasov, Taniguchi, 2002].



Хромшпинель представлена двумя разновидностями. Одна из них представлена зональным зерном с высоким содержанием хрома (Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> около 30 мас. %), алюминия (Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> более 30 мас. %), магния (около 12 мас. % MgO) и низким титаном (TiO<sub>2</sub> менее 0.5 мас. %) в центре. От центра к краю зерна резко понижается содержание хрома, алюминия, магния и возрастает количество железа и особенно титана (рис. 5). Вероятнее всего, это ксенокристалл

Рис. 5. Микрофотография в обратнорассеянных электронах.

Зональное зерно хромшпинелида, цифрами показано содержание Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, мас. %.

Таблица 4. Представительные микронзондовые анализы окиснорудных минералов (мас. %)

Компонент	110-64	124-31	124-32	124-84	113-11	113-12	113-13	113-14	116-35	116-36	116-37	116-38
	Ильменит	Титаномагнетит										
TiO <sub>2</sub>	48.57	21.49	21.40	18.94	20.87	21.36	20.96	19.97	18.62	19.03	19.03	19.36
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.58	1.10	1.27	3.89	0.78	0.71	1.33	0.77	4.31	4.21	4.21	4.38
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.54	0.90	0.73	0.80	0.44	0.33	0.40	0.21	0.52	0.59	0.59	0.68
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	—	47.69	47.63	46.75	50.23	50.04	48.92	51.82	39.02	49.68	48.92	48.84
FeO	46.65	23.55	23.45	21.67	23.26	24.12	22.26	22.93	31.51	20.51	20.78	24.42
MnO	0.57	0.63	0.63	0.53	0.77	0.75	0.68	0.65	0.69	0.74	0.64	0.67
NiO	0.06	0.13	0.11	0.14	0.01	0.07	0.10	0.08	0.08	0.11	0.08	0.10
MgO	4.84	3.51	3.92	5.90	2.30	1.48	3.74	3.17	4.11	4.17	4.37	4.27
Сумма	101.81	99.00	99.14	98.62	98.66	98.86	98.39	99.60	98.86	99.04	98.62	99.93

Компонент	116-51	116-52	150-22	150-23	114-17	114-18	114-19	113-60	113-61	113-62	113-63	113-64
	Титаномагнетит				Хромит-ульвошпинель			Хромшпинелид				
					отдельное зерно			от края к центру зерна		центр зерна		
TiO <sub>2</sub>	19.12	19.91	23.82	23.57	12.78	12.83	12.27	12.00	12.05	10.31	0.36	0.33
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4.49	3.45	1.78	0.86	8.01	8.03	7.86	7.75	7.70	8.83	34.71	34.30
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.66	0.57	0.18	0.28	11.21	11.29	9.76	11.64	11.58	14.93	28.55	28.48
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	49.88	48.17	48.60	49.49	2.21	1.95	2.57	4.38	4.30	4.97	—	—
FeO	21.18	21.31	21.16	21.87	58.06	59.03	59.47	57.45	57.53	54.48	24.35	24.46
MnO	0.65	0.70	0.71	0.81	0.51	0.54	0.52	0.55	0.52	0.55	0.45	0.46
ZnO	—	—	—	—	0.17	0.14	0.21	0.11	0.13	0.14	0.29	0.30
NiO	0.07	0.08	0.07	0.05	0.12	0.14	0.12	0.10	0.11	0.10	0.12	0.14
MgO	3.19	2.89	3.03	2.11	5.97	6.29	5.80	5.51	5.57	5.37	12.06	12.19
Сумма	98.66	98.45	99.35	99.04	99.04	100.24	98.58	99.49	99.49	99.68	100.89	100.66

Примечание. Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> и FeO в титаномагнетитах и хромшпинелиде рассчитаны по стехиометрии.

мантийного ксенолита. Вторая разновидность хромшпинели характеризуется высокими концентрациями железа и титана, низкими — хрома и алюминия. Эту разновидность хромшпинели можно отнести к ряду хромит—ульвошпинель. Две таких же разновидности минерала были найдены ранее другими исследователями [Litasov, Taniguchi, 2002].

Апатит представлен мелкими иголочками фторапатита, рассеянными в основной массе. Представительные микронзондовые анализы показаны в табл. 5.

Представительные микронзондовые анализы реликтов стекла приведены в табл. 6. По своему составу стекло представлено обводненным нефелиновым твердым раствором. Как было показано выше, стекло разного цвета: от светло-серого до светло-коричневого. Вероятно, это связано с присутствием оксидов железа (см. табл. 6).

Таблица 5. Представительные микронзондовые анализы апатита

Компонент	Фторапатит				
	114-64	114-65	114-66	114-68	114-69
CaO	52.73	52.76	52.87	52.33	52.46
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	40.16	40.12	39.39	39.03	38.72
F	5.40	5.38	5.26	5.57	4.76
Cl	1.21	1.12	1.10	1.14	1.05
Сумма	99.45	99.38	98.62	98.13	96.99



Таблица 6.

## Представительные микронзондовые анализы остаточного стекла

Компонент	124-98	116-101	116-102	116-46	116-47	116-49	116-50	116-21	116-22	113-23	116-24	114-33	114-35	110-37	110-45	110-52
SiO <sub>2</sub>	46.92	49.35	49.22	49.95	50.27	50.21	49.65	49.36	50.41	49.10	49.10	49.35	49.25	50.30	50.48	50.42
TiO <sub>2</sub>	0.13	0.09	0.12	0.09	0.10	0.08	0.10	0.15	0.10	0.10	0.12	0.11	0.06	0.16	0.14	0.11
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	31.67	31.74	30.57	30.11	30.71	30.95	30.28	29.73	29.96	32.25	30.34	29.22	30.54	28.80	28.82	29.42
FeO*	1.06	0.89	0.93	0.78	0.75	0.77	0.71	1.00	0.86	1.23	0.89	0.80	0.95	0.73	0.92	0.65
MgO	0.05	0.06	0.09	0.06	0.11	0.05	0.03	0.09	0.07	0.05	0.08	0.04	0.02	0.06	0.04	0.06
CaO	1.21	0.39	0.27	0.07	0.75	0.13	0.10	0.23	0.23	0.50	0.22	0.12	0.11	0.25	0.16	0.60
Na <sub>2</sub> O	11.04	9.60	11.88	11.97	12.07	9.40	13.06	10.87	10.38	10.77	11.74	12.04	13.76	10.61	10.62	11.52
K <sub>2</sub> O	3.45	2.38	2.67	2.14	2.23	2.19	2.39	2.19	2.19	3.04	2.59	2.35	2.90	2.29	2.04	2.53
Сумма	95.53	94.13	95.75	95.17	96.99	93.78	96.32	93.92	94.20	97.04	95.08	94.03	97.59	93.20	93.22	94.71

## ХИМИЗМ ИССЛЕДОВАННЫХ ПОРОД

Состав изученных вулканитов приведен в табл. 7. Породы низкокремниевые (максимальное содержание SiO<sub>2</sub> = 42.93 мас. %) и высокомагнезиальные (MgO = 10.57—16.04 мас. %). На диаграмме щелочность—кремнекислотность точки составов пород попадают в поле базанитов (рис. 6) [Le Bas et al., 1986]. Однако наличие ксенокристов высокомагнезиального оливина привело к искажению петрогенного состава вулканитов. На наш взгляд, наиболее близки реальному петрогенному составу образцы 112 и 113 (см. табл. 7). Это вызвано тем, что данные образцы не содержат ксенокристов. Везде наблюдается превышение натрия над калием — Na<sub>2</sub>O/K<sub>2</sub>O составляет 1.62—2.03. Высокое содержание железа (более 13 мас. % FeO\*) и титана (до 3 мас. % TiO<sub>2</sub>) объясняется большой насыщенностью ими окиснородных минералов, в основном титаномagnetита. Обращает на себя внимание превышение концентрации никеля над хромом, что достаточно необычно. Этот факт можно объяснить достаточно высоким содержанием никеля (до 0.43 мас. % NiO), в оливинах из ксенокристов. Наряду со щелочной спецификой (Na<sub>2</sub>O + K<sub>2</sub>O = 5.19—6.61 мас. %) изученные базальтоиды имеют повышенные концентрации HFSE (Nb, Ta), РЗЭ. Значения индикаторных редкоземельных соотношений составляют: Ba/Nb = 5.97—7.01; Nb/Zr = 0.28—0.33, что достаточно хорошо соответствует таким в базальтах океанических островов. Отмечена высокая степень фракционирования (La/Yb = 29.5—37.9; Dy/Yb = 3.5—4.4) (см. табл. 7). Все изученные вулканиты обладают очень низкой дисперсией составов. Разброс точек составов замечен только для суммы натрия и калия.

На графике распределения РЗЭ видно, что вулканиты почти полностью соответствуют породам OIB (рис. 7) [Sun, McDonough, 1989]. При этом легких редких земель несколько больше, чем у OIB, а Yb

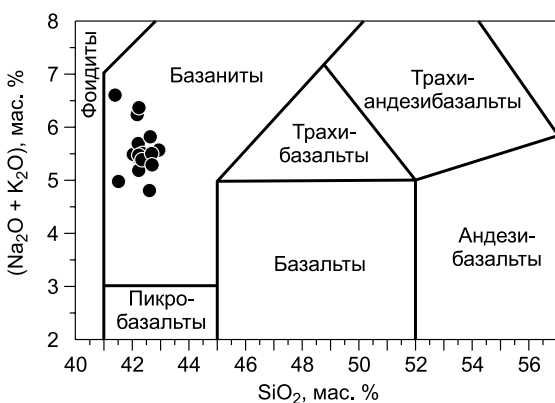


Рис. 6. TAS-диаграмма для исследованных вулканитов.

Наши данные.

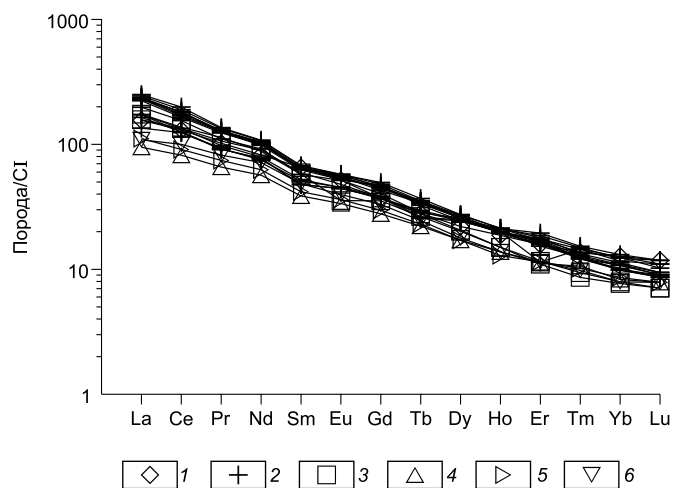


Рис. 7. График распределения РЗЭ в вулканитах.

1 — OIB [Sun, McDonough, 1989]; 2 — наши данные; 3—5 — щелочные базальты ЮБВО [Ярмолюк и др., 2003]: 3 — Окинский сектор, 4 — Тункинский сектор, 5 — Хубсугульский сектор, 6 — базаниты плато Хэвэн [Цыпукова и др., 2014].

и Lu немного меньше. Кроме того, точки составов пород близки к составам базанитов плато Хэвэн [Цыпукова и др., 2014] и основных вулканитов ЮБВО [Ярмолюк и др., 2003].

На спайдер-диаграмме (рис. 8) составы исследованных пород близки к среднему составу ОИВ, но при этом несколько обогащены Ba, Th, La, Nb и Sr. Вероятнее всего, разница содержаний, 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 вулканиты им соответствуют.

### УСЛОВИЯ КРИСТАЛЛИЗАЦИИ БАЗАЛЬТОИДНЫХ МАГМ

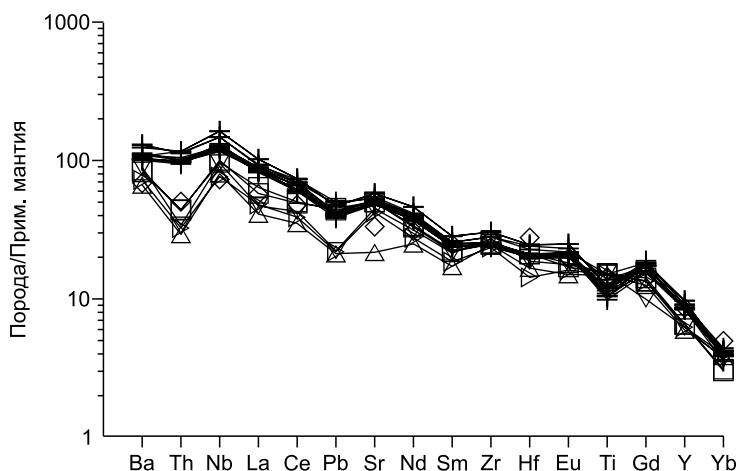
Нами были определены *PT*-условия начальных этапов кристаллизации базальтоидных расплавов вулканического плато устья р. Харчевка. Использовались эмпирические формулы, взятые из работы К. Путирка [Putirka, 2008]. Для центральных частей вкрапленников темноцветных минералов из вулканитов в условиях системы минерал—расплав рассчитаны температуры и давления равновесия оливин—расплав и пироксен—расплав [Putirka, 2008]. Расчеты проводились с использованием составов модельных расплавов, находящихся в равновесии по  $KD_{Fe/Mg} = (FeO_{Ol}^{2+}/FeO_{расплав}^{2+})/(MgO_{Ol}/MgO_{расплав})$  с оливинами  $Fo_{0.85-0.81}$  и пироксенами  $Wo_{46-49}$ . Чтобы установить состав модельного расплава был применен метод учета фракционирования из расплава наиболее магнезильной фазы оливина  $Fo_{0.85}$ . Коэффициент распределения Fe-Mg (*KD*) между Ol 2 и составом породы равен 0.33, что свидетельствует о равновесии. Это основано на том, что образование  $Fo_{0.85}$  характеризует начало кристаллизации базанитовых расплавов изученного района. Граничными условиями для расчетов параметров кристаллизации в системе минерал—расплав были  $KD_{Fe/Mg} = 0.33 \pm 0.01$  для оливинов. Для краевых зон и микролитов определение *PT*-параметров не проводилось. Составы этих минеральных фаз невозможно привести в соответствие с  $KD_{Fe/Mg}$  с реальными составами пород. Вероятнее всего, это можно объяснить неравновесной кристаллизацией в приповерхностных условиях.

Полученные расчетные данные показали, что температуры кристаллизации и давления равновесия  $Fo_{0.85}$  составляют ( $T=1186-1137$  °С, а  $P = 1.09-1.06$  ГПа).

По такому же сценарию был произведен расчет температуры и давления кристаллизации фенокристов клинопироксена [Putirka, 2008]. Для центральных частей вкрапленников с составом  $Wo_{46.40}$ ,  $En_{41.02}$ ,  $Fs_{9.36}$  температура определена в  $1168-1136$  °С, а давление  $0.826-0.812$  ГПа.

Полученные данные давления и температуры кристаллизации оливинов и пироксенов позволяют предположить, что подъем базальтоидной магмы происходил достаточно быстро. На высокую скорость подъема такой магмы поверхности указывает также то, что вкрапленники как оливина, так и пироксена зональны. Кроме того, присутствие ксенолитов также подтверждает достаточно высокую скорость подъема. Долгое нахождение в промежуточных камерах должно было бы привести к полной гомогенизации кристаллов и, возможно, полному растворению ксенолитов.

На основе изученных особенностей составов минералов можно предположить порядок кристаллизации вулканитов. При подъеме базальтоидной магмы к поверхности происходил захват мантийных ксенолитов, разрушение которых привело к появлению в базальтоидах ксенокристов оливина (Ol 1) и хромшпинелида. Взаимодействие ксеногенных оливинов с расплавом привело к диффузионному обмену и, может быть, к частичному растворению, что сопровождалось выносом Mg и Ni в расплав, приносом Fe и Mn в кристаллы и к образованию зональности в минералах. Данный факт подтверждается наличием фестончатых краев в этих оливинах (см. рис. 3, а). Такой же процесс происходил с зернами хромшпинелида, краевые части которых обогащались титаном и обеднялись хромом и алюминием. Далее происходила кристаллизационная дифференциация. Согласно полученным расчетам, кристаллизация оливина (Ol 2) имела место на глубинах менее 30 км. Начало кристаллизации оливинов связано с образо-



**Рис. 8.** Диаграмма распределения элементов в щелочных пикробазальтах Дауро-Хэнтэйского хребта и других вулканитов ЮБВО.

Усл. обозн. см. на рис. 7.

Таблица 7.

## Химический (мас. %) и редкоземельный (г/т)

Компонент	110	110/Л	111	112	113	114	116	118	119
SiO <sub>2</sub>	42.14	42.02	42.22	42.16	41.39	42.93	42.21	42.36	42.62
TiO <sub>2</sub>	2.49	2.59	2.47	3.10	3.01	2.57	2.68	2.57	2.57
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	10.48	10.55	10.30	12.43	11.69	10.71	11.11	10.62	10.99
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> *	13.51	13.98	13.87	14.04	14.82	13.93	14.05	13.74	13.61
MnO	0.18	0.19	0.18	0.18	0.19	0.19	0.19	0.19	0.18
MgO	16.04	15.43	15.76	10.57	11.80	14.53	14.11	15.72	15.34
CaO	9.06	9.51	9.62	10.42	9.91	9.68	9.76	9.16	9.13
Na <sub>2</sub> O	3.66	3.67	3.41	3.86	4.31	3.67	3.77	3.67	3.83
K <sub>2</sub> O	1.80	1.83	1.78	2.38	2.30	1.91	1.93	1.83	2.00
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.87	0.85	0.83	0.80	1.00	0.82	0.88	0.86	0.90
П.п.п.	0.20	0.08	0.32	0.15	0.13	0.01	0.10	0.07	0.12
Сумма	100.23	100.70	100.76	100.09	100.55	100.95	100.79	100.79	101.29
Sc	19	17	18	17	16	19	19	19	17
V	180	179	189	207	194	191	189	182	169
Cr	627	517	609	149	290	477	445	561	519
Co	66	64	65	57	61	64	65	65	61
Ni	547	500	519	165	298	454	409	514	475
Rb	40	39	40	53	46	42	44	39	40
Sr	993	948	963	1082	1146	977	1016	963	994
Y	29	29	29	28	33	29	30	29	29
Zr	265	270	254	310	318	265	265	262	255
Nb	85	77	83	97	108	81	85	87	80
Ba	526	525	513	669	634	549	578	519	561
La	56	55	53	61	66	56	57	54	56
Ce	111	103	101	117	124	106	116	112	110
Pr	12.25	12.07	11.74	13.22	14.83	12.18	12.53	11.85	12.20
Nd	48	48	47	52	58	48	50	46	49
Sm	9.91	9.71	9.77	10.37	11.47	9.81	10.04	9.56	9.86
Eu	3.26	3.25	3.19	3.54	3.81	3.19	3.32	3.03	3.33
Gd	9.49	8.57	8.81	9.29	9.31	9.18	9.43	9.54	9.34
Tb	1.30	1.25	1.27	1.25	1.49	1.28	1.32	1.22	1.25
Dy	6.46	6.71	6.52	6.49	7.68	6.84	6.91	6.24	6.60
Ho	1.14	1.14	1.10	1.09	1.29	1.16	1.18	1.13	1.14
Er	2.73	2.67	2.63	2.49	3.02	2.76	2.81	2.76	2.54
Tm	0.32	0.29	0.31	0.29	0.35	0.32	0.33	0.31	0.32
Yb	1.83	1.70	1.68	1.54	1.74	1.68	1.79	1.83	1.67
Lu	0.23	0.22	0.22	0.21	0.23	0.23	0.23	0.23	0.22
Ta	4.87	4.89	4.63	5.80	6.47	4.97	5.21	4.80	5.02
Hf	5.61	5.80	5.65	6.78	6.91	5.91	5.88	5.49	5.78
Pb	2.82	2.82	2.90	3.41	3.32	2.78	2.93	2.85	2.80
Th	7.75	7.77	7.52	8.97	9.29	7.72	8.01	7.72	8.01
U	1.82	1.77	1.80	2.03	2.10	1.79	1.93	1.79	1.85

**составы вулканитов**

Компонент	121	123	124	150	У-20	453	р-563
SiO <sub>2</sub>	42.24	42.34	42.67	42.23	41.48	42.60	42.70
TiO <sub>2</sub>	2.53	2.54	2.54	2.98	2.05	2.75	2.57
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	10.45	10.53	10.64	12.36	9.67	13.02	10.25
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> *	13.84	13.64	13.85	13.71	—	—	—
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	—	—	—	—	3.10	3.41	1.46
FeO	—	—	—	—	9.62	9.30	10.50
MnO	0.19	0.18	0.19	0.19	0.14	0.17	0.17
MgO	15.78	15.68	15.78	11.18	19.05	12.80	14.70
CaO	9.21	9.25	9.27	10.53	8.52	9.75	11.50
Na <sub>2</sub> O	3.58	3.54	3.62	4.04	3.48	3.30	3.33
K <sub>2</sub> O	1.89	1.86	1.88	2.34	1.50	1.50	1.96
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.86	0.86	0.85	0.78	0.74	0.62	0.69
П.п.п.	0.07	0.10	0.12	0.02	0.11	—	1.03
Сумма	100.64	100.52	101.41	100.36	99.46	99.22	100.86
Sc	17	19	18	21	—	—	—
V	174	195	182	222	—	—	210
Cr	550	580	552	188	—	—	710
Co	64	69	65	60	—	—	78
Ni	514	540	520	196	—	—	520
Rb	46	42	40	51	—	—	35
Sr	952	1036	969	1050	—	—	1200
Y	29	30	29	31	—	—	—
Zr	254	267	248	293	—	—	—
Nb	79	83	83	98	—	—	—
Ba	534	563	523	658	—	—	860
La	54	58	55	59	—	—	—
Ce	100	116	104	122	—	—	—
Pr	11.98	12.71	11.96	12.94	—	—	—
Nd	47	50	47	51	—	—	—
Sm	9.59	10.18	9.87	10.35	—	—	—
Eu	3.23	3.33	3.09	3.34	—	—	—
Gd	8.31	9.50	9.37	9.86	—	—	—
Tb	1.59	1.38	1.31	1.32	—	—	—
Dy	6.59	6.98	6.64	6.91	—	—	—
Ho	1.13	1.20	1.10	1.21	—	—	—
Er	2.58	2.83	2.68	2.96	—	—	—
Tm	0.31	0.33	0.31	0.34	—	—	—
Yb	1.68	1.85	1.73	1.92	—	—	—
Lu	0.22	0.24	0.22	0.24	—	—	—
Ta	4.93	5.32	5.02	5.63	—	—	—
Hf	5.67	5.92	5.63	6.39	—	—	—
Pb	2.72	3.00	2.90	3.55	—	—	—
Th	7.75	8.34	7.96	9.08	—	—	—
U	1.82	2.01	1.86	2.14	—	—	—

Примечание. Аналитики: В.И. Ложкин, Н.Н. Пахомова, А.Л. Финкельштейн. Образцы У-20, 453 — [Костяков и др., 1969], обр. р-563 — [Рассказов, 1987]. Прочерк — не определялось.

ванием крупных идиоморфных зерен фенокристов (O1 2). Они взаимодействовали с базальтоидным расплавом и обогащались компонентами расплава, что приводило к образованию менее магнезиальных краев в зернах оливина. Кристаллизация клинопироксена происходила с оливином при несколько меньших температурах и меньшей глубине. Затем крупные вкрапленники клинопироксена также реагировали с остаточным базальтовым расплавом. Краевые части пироксенов обогащались алюминием, железом, титаном и натрием. Далее в условиях массовой кристаллизации образовывались оливины (O1 3) и пироксены второй генерации, а также выделялись окиснородные минералы (титаномагнетит, ильменит, хромит-ульвошпинель). В самую последнюю очередь из силикатного расплава, обогащенного щелочами, кристаллизовались щелочные алюмосиликаты: плагиоклаз, КППШ, нефелин и лейцит. Наличие остаточного стекла предполагает последнюю стадию кристаллизации в приповерхностных условиях. Возможность такого процесса была показана ранее как экспериментально, так и на природных объектах [Кадик и др., 1982; Лапин и др., 1985, 1990; Альмухамедов, Медведев, 1995; Медведев и др., 2006].

### ИЗОТОПНЫЕ ДАННЫЕ И ИСТОЧНИКИ ВЕЩЕСТВА БАЗАЛЬТОИДОВ

Ранее было предположено, что вулканизм этого района был вызван воздействием мантийного диапира [Ащепков и др., 1996; Litasov, Taniguchi, 2002] при просачивании расплавов через мантийный субстрат. Изученные нами вулканиды по своим геохимическим характеристикам полностью отвечают составу базальтам океанических островов (OIB). OIB-подобные вулканиды характеризуются широкими вариациями редкоэлементных и изотопных составов, что отражает гетерогенность мантии. Только некоторые OIB имеют изотопный состав трех мантийных конечных источников, названных HIMU, EM1 и EM2 [Hart, 1988]. Большая часть OIB представляет собой смеси между HIMU, EM1, EM2 и деплетированной верхней мантией DMM (источником N-MORB). В зависимости от вклада этих источников меняются изотопные и геохимические характеристики базальтов. Для мантийных источников показан различный специфический редкоэлементный состав [Weaver, 1991]. Наиболее контрастно отличаются источники HIMU, EM1, EM2 по таким отношениям, как Ba/Nb, Rb/Nb и Ba/La. Отношения Ba/Nb, Rb/Nb и Ba/La в исследованных вулканидах ближе всего совпадают с таковыми в EM1 и частично к EM2. Однако однозначного ответа получить не удастся, так как отсутствие изотопных данных не позволяло корректно определить источники вулканидов. В данной работе приведены первые результаты исследования по изотопному составу Sr и Nd (табл. 8, рис. 9), использование их даст возможность оценить мантийные источники исследованных пород.

Чтобы попытаться установить роль различных мантийных источников в образовании базальтоидных магм базанитов, было проведено сравнение их изотопных характеристик с данными по позднекайнозойским породам Южно-Хангайской вулканической области (ЮХВО) [Ionov et al., 1994; Barry et al., 2003; Саватенков и др., 2010]. Кроме того, были привлечены данные по Южно-Байкальской вулканической области (ЮБВО) [Ярмлюк и др., 2003], в том числе по плато Хэвэн [Цыпукова и др., 2014]. Установлено, что в образовании пород ЮХВО принимали участие мантийные источники PREMA, EM1 и EM2. Для близких по своим геохимическим характеристикам вулканидов ЮБВО был сделан вывод о формировании исходных магм с вероятным участием HIMU или PREMA, EM1 и EM2 мантийных источников [Ярмлюк и др., 2003]. Изотопные характеристики вулканидов плато Хэвэн наименее радиогенные из всех пород ЮБВО. На этом основании сделан вывод, что данные базальтоиды образованы из источников PREMA, обогащены мантийным источником EM1 и не могут быть сопоставлены с источниками HIMU или EM2. Наиболее близки по изотопным характеристикам стронция и неодима к исследованным нами вулканидам базаниты и гавайты плато Хэвэн [Цыпукова и др., 2014]. Так как изотопные характеристики  $^{86}\text{Sr}/^{87}\text{Sr}$  и  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  базанитов р. Харчевка еще более смещены в сторону наименьших радиогенных значений пород плато Хэвэн, можно предположить, что они также образованы из источников PREMA и EM1. При этом вклад материала PREMA превышает вклад EM1.

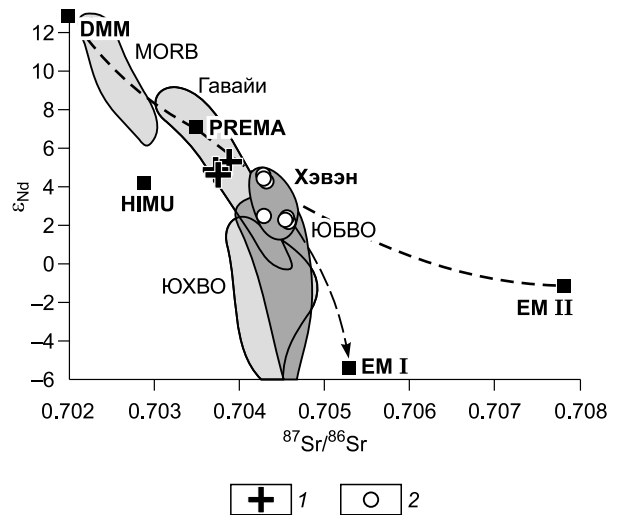
По современным представлениям, базальты океанических островов (OIB) образуются при частичном плавлении материала, близкого к перидотиту и пироксенитовому материалу [Allègre, Turcotte, 1986; Nauri, 1996]. Высокие содержания редкоземельных элементов более характерны для пироксенитового источника, чем перидотитового. Одним из критериев отнесения субстрата к перидотитам или пироксе-

Таблица 8. Изотопные характеристики базанитов Дауро-Хэнтэйского хребта

№ пробы	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	2σ	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	2σ	ε <sub>Nd</sub>
150	0.703914	0.000010	0.512878	0.000006	4.7
113	0.703760	0.000011	0.512891	0.000010	4.9
116	0.703754	0.000012	0.512912	0.000007	5.3

**Рис. 9. Изотопные характеристики щелочных пикробазальтов Дауро-Хэнтэйского хребта и других вулканических ареалов ЮБВО и ЮХВО.**

Поля составов вулканитов Южно-Байкальской вулканической области [Рассказов и др., 2002; Ярмолюк и др., 2003], Южно-Хангайской вулканической области [Barry et al., 2003; Саватенков и др., 2010], MORB и Гавайских островов [Stracke, 2012]. Мантийные резервуары: DMM (деплетированная MORB мантия), EM I и EM II (обогащенная мантия), HIMU (мантия с высокими значениями  $\mu^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$ ) [Hart et al., 1992], PREMA (умеренно деплетированная преобладающая мантия) [Zindler, Hart, 1986]; 1 — наши данные, 2 — базальтоиды плато Хэвэн [Цыпукова и др., 2014]. Штриховыми линиями показаны возможные направления взаимодействия вещества мантийных источников.



нитам являются отношения  $\text{Zr}/\text{Hf}$  и  $\text{Zr}/\text{Sm}$  [Pertermann et al., 2004]. По данным этих авторов, изменение отношения  $\text{Zr}/\text{Hf}$  при постоянстве  $\text{Zr}/\text{Sm}$  характерно для образования магм из пироксенитового источника, а не перидотитового. А постоянство отношения  $\text{Zr}/\text{Hf}$  может быть следствием плавления перидотитового материала при степени плавления выше 0.1. Для наших пород отношение  $\text{Zr}/\text{Hf}$  составляет 44—53, а  $\text{Zr}/\text{Sm}$  находится в пределах 26—27. На основании этих данных можно предположить, что основным источником родоначального расплава были оливиновые пироксениты. Еще одним подтверждением пироксенитового источника является повышенное количество никеля и пониженное кальция в оливинах (см. табл. 1), как показано в работах [Sobolev et al., 2005, 2011].

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  $\text{CaO}$ , чем продукты плавления пироксенитового источника. Тестирование состава, рассчитанного для родоначального расплава базанитов р. Харчевка в программе PRIMELT3 [Herzberg, Asimow, 2015], показало, что для него более вероятен пироксенитовый источник из-за низкого содержания  $\text{CaO}$ . Это согласуется с низким содержанием  $\text{CaO}$  в наиболее магнезиальных оливиновых вкрапленниках базанитов р. Харчевка. Более низкие содержания  $\text{CaO}$ ,  $\text{MnO}$  и более высокие —  $\text{NiO}$  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 автор [Herzberg, 2011] рассматривает оливиновые пироксениты ( $\text{Ol} + \text{Cpx} + \text{Grt}$ ). Они могут быть кумулятивной частью рециклированной океанической коры или результатом твердофазных реакций между эклогитами и перидотитами в нижней мантии. Частичное плавление оливиновых пироксенитов может дать расплавы с характеристиками, наблюдаемыми у базанитов р. Харчевка (низкое содержание  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{CaO}$ , относительно высокое содержание  $\text{MgO}$ ), присутствие оливина в рестите объясняет и «перидотитовые» содержания  $\text{NiO}$  в оливиновых вкрапленниках.

### УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ЩЕЛОЧНО-БАЗАЛЬТОВЫХ МАГМ

Условия формирования щелочно-базальтовых магм были определены с помощью расчетов с использованием эмпирических геотермометров и геобарометров. Для расчетов исходных расплавов, равновесных с оливином  $\text{Fo}_{0.85}$ , для наименее магнезиальных образцов вулканитов р. Харчевка мы использовали программу Petrolog 3.1.1.3 [Danyushevsky, Plechov, 2011]. Были сделаны два допущения. Первое — родоначальный расплав равновесен с реститовым оливином с магнезиальностью  $\text{Fo}_{0.90}$ . Второе — фракционирование изначального расплава происходило только в результате кристаллизации оливина. Процедура расчета состояла из прибавления к равновесному расплаву — это состав афировой породы (обр. 112, 113, 150 с содержанием  $\text{MgO} = 10.57\text{—}11.80$  мас. %) — состава оливина с  $\text{Fo}_{0.90}$  в количестве 0.5 мас. % и далее повторения операций до момента равновесия расплава с оливином  $\text{Fo}_{0.90}$ . Для сравнения был проведен расчет для обр. 114, содержание магния в котором составляет 14.53 мас. %. Расчетные данные показаны в табл. 9. Из данных таблицы видно, что содержание  $\text{MgO}$  в родоначальном расплаве составляет от 15.28 до 16.18 мас. %, а количество кремнезема меняется в пределах 41.60—42.95 мас. %. При этом существенной разницы в составе рассчитанных расплавов в зависимости от количества магния не наблюдается.

Таблица 9. Рассчитанные составы родоначальных расплавов вулканитов

Оксид	№ образца			
	112	113	114	150
SiO <sub>2</sub>	42.40	41.60	42.95	42.36
TiO <sub>2</sub>	2.70	2.68	2.49	2.68
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	10.84	10.40	10.36	11.11
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2.07	2.23	2.16	2.04
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.00	0.00	0.00	0.00
FeO	10.73	11.17	10.54	10.47
MnO	0.16	0.17	0.18	0.17
MgO	15.88	16.18	15.77	15.28
CaO	9.08	8.81	9.36	9.46
Na <sub>2</sub> O	3.36	3.83	3.55	3.63
K <sub>2</sub> O	2.07	2.05	1.85	2.10
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.70	0.89	0.79	0.70
Сумма	99.79	100.64	100.00	100.00

$KD_{O1-расп.}$  для рассчитанных составов составлял 0.287—0.293. Величина этих коэффициентов свидетельствует о равновесии. Как известно, содержание петрогенных элементов расплавов является функцией в основном  $P$  и  $T$ , а не степени плавления [Albarede, 1992]. Это позволило провести расчет температуры и давления для модельных базальтоидных расплавов в условиях безводной системы, по [Putirka, 2008]. Согласно проведенным расчетам, температура формирования исходных расплавов составляла 1468—1476 °С, а давление 3.18—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.

Достаточно общепринятым является мнение, что образование всех пород ОИВ-типа вызвано влиянием плюма, например [Condie, 2001; и др.]. Как было показано выше, вулканизм данного региона был вызван действием мантийного диапира [Ащепков и др., 1996; Litasov, Taniguchi, 2002]. 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/м<sup>2</sup>) [Khutorskoу, Yarmoluk, 1989]. Таким образом, приведенными геофизическими данными подтверждается возможность формирования исследованных пород под действием мантийного плюма.

## ВЫВОДЫ

Проведенные исследования показали, что базаниты Дауро-Хэнтэйского хребта по своим геохимическим характеристикам сопоставимы с вулканитами ЮБВО и несколько отличаются от ОИВ относительно повышенными содержаниями Ва, Th, La и Sr. Определены параметры формирования магм в диапазоне температур 1468—1476 °С и давления 3.18—3.28 ГПа. Показано, что образование исходных магм происходило на глубине 90—100 км в условиях астеносферной мантии. При быстром движении расплава вверх были захвачены мантийные ксенолиты. В условиях снижения температуры и давления первой ликвидусной фазой кристаллизовались крупные идиоморфные зерна фенокристов О1 2 при температуре 1186—1037 °С и давлении 1.09—1.06 ГПа на глубине менее 30 км. При дальнейшем подъеме началась кристаллизация фенокристов пироксенов. Далее в условиях массовой кристаллизации образовывались оливины (О1 3) и пироксены второй генерации. Здесь же, вероятно, происходила кристаллизация части окиснорудных минералов. Застывание остаточного расплава в приповерхностных условиях привело к формированию щелочных алюмосиликатов: плагиоклаза, КПШ, нефелина и лейцита. Наличие остаточного стекла предполагает последнюю стадию кристаллизации в приповерхностных условиях. Основным условием формирования щелочной пикробазальтовой магмы являлась большая глубина. Расплавы формировались в результате подъема мантийного плюма. Источниками щелочных базанитовых магм являлись ПРЕМА и ЕМ1.

Авторы приносят свою благодарность всем сотрудникам аналитических служб института.

Работа выполнена с использованием научного оборудования ЦКП «Изотопно-геохимические исследования» ИГХ СО РАН и ЦКП «Геодинамика и геохронология» ИЗК СО РАН. Исследование проведено в рамках выполнения государственного задания по проекту № 0350-2019-0008.

## ЛИТЕРАТУРА

**Альмухамедов А.И., Медведев А.Я.** Экспериментальное исследование кристаллизации толеитового базальта при высоких  $p_{O_2}$ : модель формирования кислых остаточных расплавов в процессах эволюции основных магм // Геология и геофизика, 1995, т. 36 (5), с. 55—63.

**Альмухамедов А.И., Жюто Т., Матвеев В.В., Эйссе Ж.Р., Кашинцев Г.Л.** Геохимия низкокальциевых 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 меланефелинитов хребта Хэнтэй (Южное Забайкалье): свидетельство подъема мантийного диапира // Геология и геофизика, 1996, т. 37 (1), с. 130—147.

**Боролдоева В.В., Медведев А.Я.** Минералогия щелочных пикробазальтов хребта Хэнтэй (Южное Забайкалье) // Известия Сибирского отделения Секции наук о Земле РАЕН. Геология, поиски и разведка месторождений полезных ископаемых, 2018, т. 41, № 1, с. 66—78.

**Буслов М.М.** Геодинамическая природа Байкальской рифтовой зоны и ее осадочного выполнения в мел-кайнозойское время: эффект дальнего воздействия Монголо-Охотской и Индо-Европейской 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, 346 с.

**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.

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

**Кадик А.А., Биггар Г.М., Луканин О.А., Дмитриев Л.В.** Экспериментальное исследование кристаллизации толеитов Атлантики в условиях заданной летучести кислорода // Геохимия, 1982, № 10, с. 1390—1414.

**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., 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. 5, вып. 1, с. 11—17.

**Лапин И.В., Луканин О.А., Кадик А.А.** Влияние окислительно-восстановительного режима на кристаллизацию и дифференциацию базальтов Исландии в приповерхностных условиях // Геохимия, 1985, № 6, с. 747—760.

**Лапин И.В., Луканин О.А., Кадик А.А.** Изменение химического состава минералов и остаточных расплавов в процессе кристаллизации исландских базальтов при различных окислительно-восстановительных условиях (по экспериментальным данным) // Геохимия, 1990, № 12, с. 1679—1708.

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

**Медведев А.Я., Альмухамедов А.И., Кирда Н.П.** Андезиты доюрского основания Западно-Сибирской плиты // Геология и геофизика, 2006, т. 47 (9), с. 989—995.

**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.

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

**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, Nd) // Геология и геофизика, 2002, т. 43 (12), с. 1065—1079.



**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.

**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.

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

**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.

**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., 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 form and differentiate? // J. Geophys. Res., 1992, v. 97 (B7), p. 10997—11009.

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

**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.

**Condie K.C.** Mantle plumes and their record in Earth history. Cambridge, 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.

**Hart S.R.** Heterogeneous mantle domains: signatures, genesis and mixing chronologies // Earth Planet. Sci. Lett., 1988, v. 90, p. 273—296.

**Hart S.R., Hauri E.H., Oschmann L.A., Whitehead J.A.** Mantle plumes and entrainment: isotopic evidence // Science, 1992, v. 256, p. 517—520.

**Hauri E.** Major-element variability in the Hawaiian mantle plume // 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—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.

**Ionov D.A., Hofman A.W., Shimizu N.** Metasomatism-induced melting in mantle xenoliths from Mongolia // J. Petrol., 1994, v. 35 (3), p. 753—785.

**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., 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.

**Libourel G.** Systematics of calcium partitioning between olivine and silicate melt: implications for melt structure and calcium content of magmatic olivines // Contrib. Mineral. Petrol., 1999, v. 136, p. 63—80.

**Litasov K., Taniguchi H.** Mantle evolution beneath the Baikal rift. CNEAS Monograph Series 5, 2002, 221 p.

**Pertermann M., Hirschmann M.M., Hametner K., Günther D., Schmidt M.W.** Experimental determination of trace element partitioning between garnet and silica-rich liquid during anhydrous partial melting of MORB-like eclogite // Geochem. Geophys. Geosyst., 2004, v. 5 (5), doi:10.1029/2003GC000638.

**Pin C., Danielle B., Bassin C., Poitrasson F.** Concomitant separation of strontium and samarium-neodymium for isotopic analysis in silicate samples, based on specific extraction chromatography // *Analyt. Chim. Acta*, 1994, v. 298, p. 209—217.

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

**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, Danyushevsky L.V., Elliot T., Frey F.A.** The 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., Krivolutskaya 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 heterogeneous mantle: a product of convection-driven interaction between crust and mantle // *Chem. Geol.*, 2012, v. 330—331, p. 274—279.

**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. № 42*, Blackwell Scientific Publications, 1989, p. 313—346.

**Weaver B.L.** The origin of ocean island basalt end-member compositions: trace element and isotopic constraints // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1991, v. 104, p. 381—397.

**Zindler A., Hart S.** Chemical geodynamics // *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.*, 1986, v. 14, p. 493—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.

*Рекомендована  
В.С. Шацким*

*Поступила в редакцию 17 мая 2018 г.,  
принята в печать 6 июля 2020 г.*