

МЕГАКРИСТЫ ПОЛЕВЫХ ШПАТОВ КАК ИСТОЧНИК ИНФОРМАЦИИ О КОРОВОЙ КОНТАМИНАЦИИ БАЗАЛЬТОВОГО РАСПЛАВА

© 2023 г. Е. И. Демонтерова^а, *, А. В. Иванов^а, **, С. В. Палесский^б, В. Ф. Посохов^с,
Н. С. Карманов^б, Л. А. Пельгунова^д

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

^бФГБУН Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН,
проспект академика Коптюга, 3, Новосибирск, 630090 Россия

^сФГБУН Геологический институт им. Н.Л. Добрецова СО РАН, ул. Сахьяновой, 6а, Улан-Удэ, 670047 Россия

^дИнститут проблем экологии и эволюции им. А.Н. Северцова РАН, Ленинский проспект, 33, Москва, 117198 Россия

*e-mail: dem@crust.irk.ru

**e-mail: aivanov@crust.irk.ru

Поступила в редакцию 19.06.2022 г.

После доработки 19.07.2022 г.

Принята к публикации 03.02.2023 г.

В представленной статье обсуждаются данные об элементном составе и изотопных отношениях $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и $\delta^{18}\text{O}$ в мегакристах полевого шпата и вмещающих их лавах, туфах и шлаках трех вулканических полей Байкальской рифтовой системы – Ия-Удинского, Витимского и Хамар-Дабанского, расположенных в пределах раннедокембрийского, рифейского и палеозойского блоков коры, соответственно. Вмещающие мегакристы породы Ия-Удинского и Хамар-Дабанского по химическому составу относятся к трахибазальтам, а Витимского – к базанитам. По составу мегакристы формируют три группы минералов – плагиоклаз из лав Ия-Удинского поля, анортотлаз из лав, туфов и шлаков Хамар-Дабанского и Витимского полей, и санидин Витимского поля. Геохимические и изотопные данные предполагают, что мегакристы кристаллизовались в вулканических очагах на разных глубинных уровнях: анортотлаз – из наиболее примитивных магм с мантийными изотопными характеристиками на подкоровом уровне, плагиоклаз – в глубоких коровых очагах при взаимодействии мантийных магм с коровым веществом, а санидин захвачен из пород верхней коры.

Ключевые слова: полевые шпаты, мегакристы, базальты, Байкальский рифт

DOI: 10.31857/S0016752523070026, **EDN:** TJMXXR

ВВЕДЕНИЕ

Наиболее частыми включениями в магматических породах разных геологических обстановок являются мегакристы полевых шпатов (при этом термин “мегакристы” не несет априорной генетической интерпретации, обозначая лишь размер). Генетические модели условий образования мегакристов – являются ли они фенокристами (кристаллизовались из той же магмы, что ее выносит), ксенокристами (чужеродны магме) или антикристами (кристаллизовались из другой магмы, которая их выносит, но связаны с этой магмой в едином магматическом процессе) – вызывают споры. Вулканические породы кайнозойского возраста Байкальской рифтовой системы и сопредельной территории Монголии не являются исключением, где мегакристы полевых шпатов встречаются на всех вулканических полях базальтового состава. Однако мегакристы полевых шпатов встречаются не повсеместно, а только в некоторых лавовых потоках, туфах и шлаках вулкани-

ческих построек, а для их генезиса предлагаются различные модели (Волянюк и др., 1978; Рассказов, 1985; Ащепков, 1991; Литасов, Мальковец, 1998; Ashchepkov et al., 2011; Perepelov et al., 2020).

Условия кристаллизации мегакристов и их связь с выносящими расплавами до сих пор вызывают споры. Существует два основных предположения. Одна часть исследователей предполагает, что полевошпатовые включения могут быть производными выносящей их магмы (Guo et al., 1992; Lundstrom et al., 2005; Higgins, Chandrasekharan, 2007). Другая часть исследователей считает, что полевошпатовые включения являются ксеногенными и генетически не связаны с выносящими их расплавами (Perini, 2000; Akinin et al., 2005; Ashchepkov et al., 2011). Сравнительно недавно появились представления о антикристах – кристаллизации минералов в глубинном магматическом очаге из не той порции магмы, которая его выносит на поверхность, при том что такой кристалл имеет генетическую связь с магматической



Рис. 1. Схема расположения вулканических полей относительно Байкальской рифтовой системы. Звездочками обозначены объекты исследования.

системой в целом (Hildreth, 2001). В нашей работе мы представляем элементный и изотопный ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, $\delta^{18}\text{O}$) состав мегакристов полевых шпатов из позднекайнозойских лавовых потоков, туфов и шлаков Ия-Удинского, Витимского и Хамар-Дабанского вулканических полей Байкальского рифта (рис. 1), исследуя которые, мы обосновываем обобщенную модель кристаллизации мегакристов в вулканических очагах как из примитивной магмы, так и при ее взаимодействии с различными по своему химическому и изотопному составу породами коры.

ОБЪЕКТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Хамар-Дабанское вулканическое поле

Хамар-Дабанское вулканическое поле расположено на вершинных поверхностях одноименного хребта в южной части Байкальского рифта, на южной оконечности оз. Байкал (рис. 1). Вулканы и лавовые потоки расположены среди раннепалеозойских магматических и метаморфических пород Хамар-Дабанского террейна (Беличенко и др., 1994). Мегакристы К-На щелочных полевых шпатов широко распространены в отдельных лавовых потоках, туфах и шлаках, датированных в интервале 16.9–12.6 млн лет, расположенных в верховьях р. Тумусун и р. Усун (Ivanov et al., 2015). Мегакристы полевых шпатов отобраны в нескольких потоках и туфах влк. Тумусун. Вершинная часть влк. Тумусун сложена пирокластической

пачкой, прорванной дайками. Непосредственно вершина горы является некомп, содержащим большое количество лерцолитовых нодулей (Ащепков, 1991; Ionov et al., 1995). Суммарная мощность лавовой толщи влк. Тумусун порядка 500 м. Включения полевых шпатов встречаются на разных уровнях лавовой постройки и представлены прозрачными кристаллами с выраженной спайностью и оплавленными краями. Размер их варьирует от 0.5 до нескольких см (рис. 2а, 2б, рис. 3). В туфовом горизонте, слагающем непосредственно вершинную часть вулкана, включения достигают 10 см. Туфы имеют малую прочность и при их разрушении многочисленные мегакристы полевого шпата оказываются рассыпанными по поверхности у подножья этого горизонта. По химическому составу, породы, вмещающие мегакристы полевого шпата, являются трахибазальтами.

Ия-Удинское вулканическое поле

Позднекайнозойские вулканические потоки Ия-Удинского междуречья залегают на фундаменте Сибирского кратона в пределах Бирюсинского блока (рис. 1), который сложен метаморфическими и магматическими породами раннепротерозойского–архейского возраста, хотя в его пределах встречаются и более молодые (рифейские и раннепалеозойские) интрузивные образования (Туркина и др., 2006; Дмитриева, Ножкин, 2012; Донская и др., 2014). Фрагменты вулканических потоков, в виде останцов, разбросаны на об-



Рис. 2. Мегакристы полевых шпатов из лав влк. Тумусун (а, б) Хамар-Дабанского, Ия-Удинского вулканических полей (в, г) и шлаков влк. Кандидушка Витимского вулканического поля (д, е).

ширной территории площадью $\sim 2000 \text{ км}^2$ (Бураков, Федоров, 1954). Мегакристы полевых шпатов отобраны в нижней части лавовой постройки, расположенной между рек Хадома и Хоропка (правые притоки р. Уда), имеющей возраст 4.3 млн лет (Demonterova et al., 2017). Размер мегакристов до 3 см (рис. 2в, 2г). По химическому составу, породы, вмещающие мегакристы полевого шпата, являются трахибазальтами.

Витимское вулканическое поле

Витимское вулканическое поле расположено в стороне от осевой части Байкальского рифта, на восток от оз. Байкал. Под Витимским полем предполагается наличие Амалатского блока рифейского возраста, окруженного породами Икатского террейна раннепалеозойского возраста (Беличенко и др., 2006). Включения полевых шпатов встречаются в миоценовых пикробазальтах и четвертичных базанитах (Ащепков, 1991; Литасов, Мальковец, 1998). Нами изучены полевые шпаты из шлаков четвертичного влк. Кандидушка (рис. 2д, 2е) — од-

ного из двадцати вулканических конусов Витимского поля (Киселев и др., 1979). Вулкан представлен кольцевым валом диаметром $\sim 500 \text{ м}$, вскрытым дорожным карьером. Шлаковый конус возвышается над связанным с ним лавовым потоком, который датирован К-Аг методом в 1.5 млн лет (Ащепков и др., 2003). По химическому составу, шлаки и ассоциирующий с ними лавовый поток имеет базанитовый состав.

АНАЛИТИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Перед исследованием элементного и изотопного состава, часть кристаллов изучалась с помощью микрорентгенофлуоресцентного анализа на спектрометре M4 Tornado (Brucker) в Институте проблем экологии и эволюции им. А.Н. Северцова РАН (г. Москва), позволяющего картировать площадь со сторонами в первые сантиметры. Материал трубки (анода) — родий (Rh), режимы измерений: напряжение 600 В, сила тока 50 мкА, вакуум 20 мБар. В результате картирования видно,

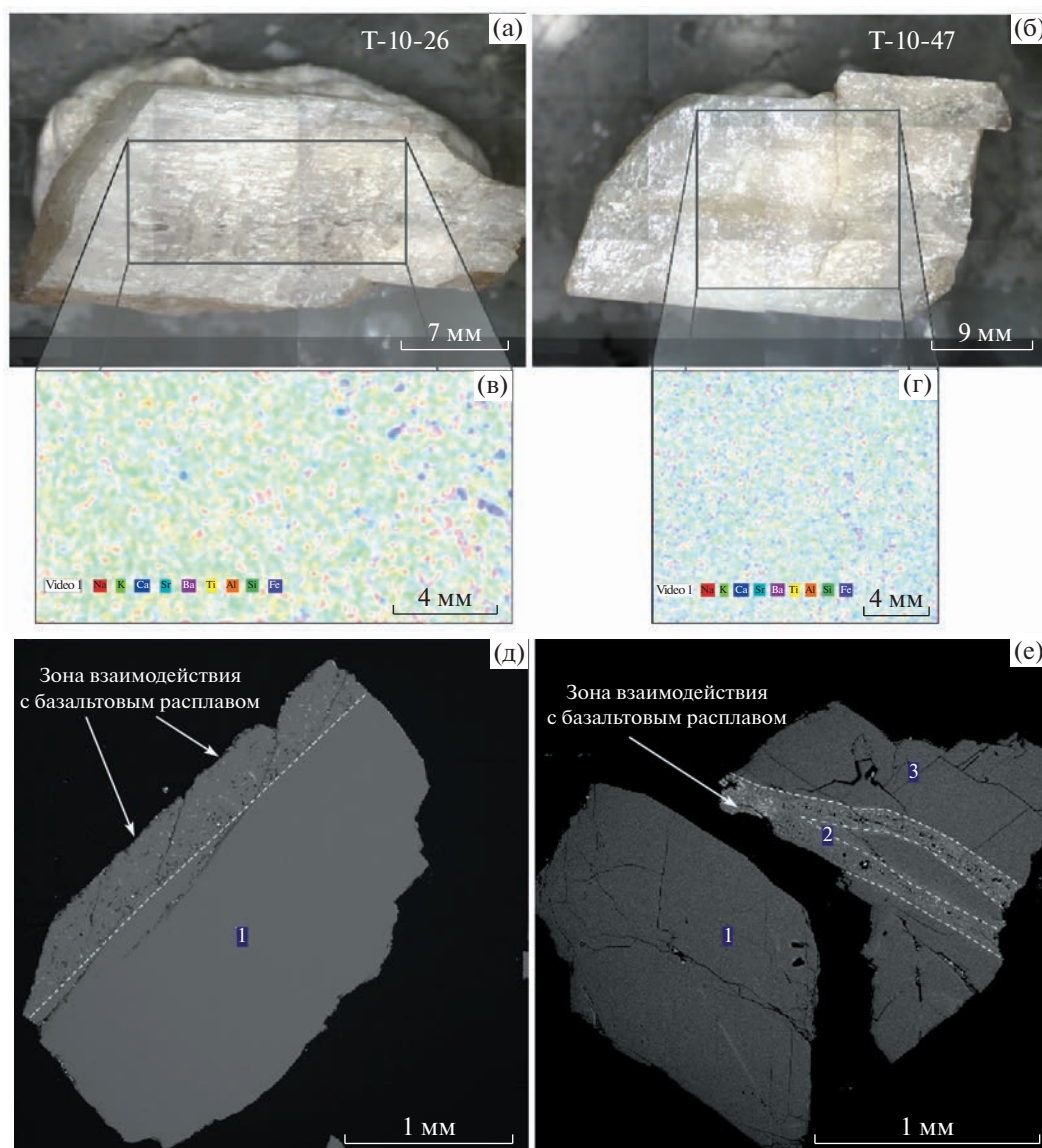


Рис. 3. (а, б) Фото двух образцов мегакристов полевых шпатов из лавовых потоков влк. Тумусун (Хамар-Дабанское вулканическое поле). (в, г) Карты распределения минералообразующих элементов (Na, K, Ca, Sr, Ba, Ti, Al, Si, Fe) для этих двух образцов. Элементы указаны в квадрате под картой. Карты построены с помощью микрорентгенофлуоресцентного анализа на спектрометре M4 Tornado (Brucker). (д, е) Фото полевых шпатов в обратнорассеянных электронах получены на растровом электронном микроскопе.

что зональность или крупные неоднородности в мегакристах отсутствуют (рис. 3а–3г). Другая часть кристаллов анализировалась на сканирующем электронном микроскопе MIRA 3 LMU (Tescan Orsay Holding), оборудованном системой рентгеновского энергодисперсионного микроанализа Aztec Energy X (Oxford Instruments Nanoanalysis) в ЦКП “Многоэлементных и изотопных исследований” Института геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН (г. Новосибирск). Анализ выполнялся при ускоряющем напряжении 20 кВ, токе электронного зонда 1.4 нА и живом времени набора спектров 20 с. Исследования мегакристов с помощью электронного микроско-

па также не выявило зональности (рис. 3д, 3е). Однако по трещинам и краям кристаллов видны зоны плавления с образованием пироксена размером несколько микрон.

Перед проведением дальнейших аналитических исследований, полевошпатовые мегакристы дробили и очищали вручную под бинокулярным микроскопом от примесей вулканической породы, а также удаляли оплавленные прожилки и края. Часть кристалла истирали для изотопных исследований, а элементные анализы выполняли локальными методами по фрагментам кристаллов, залитым в шашку из эпоксидной смолы. Все аналитические данные представлены в табл. 1, 2, 3 и 4.

Таблица 1. Представительные химические составы мегакристов полевых шпатов из Хамар-Дабанского, Ия-Удинского и Витимского вулканических полей

Компо- ненты	Хамар-Дабанское вулканическое поле, влк. Тумусун							Ия-Удинское вулканическое поле	
	T-10-23/3a	T-10-26/2	T-10-47/2	T-10-50/3	T-10-73/1	T-10-85/3	T-10-97/12	IU-10-8VI	IU-10-8V
FeO	0.13	0.12	0.13	0.13	0.16	0.12	0.11	0.19	0.18
Na ₂ O	7.05	8.31	8.61	8.49	8.23	7.81	8.89	8.32	8.19
SiO ₂	66.9	63.7	67.0	66.2	63.8	64.3	67.4	62.0	61.5
Al ₂ O ₃	21.0	21.5	19.9	20.3	21.3	20.5	19.8	23.7	23.3
CaO	1.2	2.2	0.7	0.8	2.2	1.3	0.4	4.6	4.6
K ₂ O	3.2	3.0	4.0	4.2	3.0	4.4	4.2	1.1	1.1
BaO	н.п.о.	0.35	н.п.о.	0.09	0.32	0.26	н.п.о.	0.12	0.15
SrO	0.05	0.63	0.11	0.36	0.63	0.85	н.п.о.	0.29	0.44
Total	99.5	99.8	100.4	100.5	99.6	99.6	100.9	100.3	99.4
An	7	11	3	4	11	6	2	22	22
Or	21	17	23	24	17	25	23	6	6
Ab	72	72	74	72	72	68	75	72	72
Ca	8576	15509	5060	5896	15652	9220	3159	33019	32518
Ti	64	134	131	71	218	144	19	221	232
Rb	12	14	42	12	32	26	17	1.7	2.4
Sr	1650	6884	2228	1938	8393	7862	308	6077	8265
Y	0.05	0.15	0.08	0.03	0.17	0.14	0.06	0.20	0.32
Zr	0.21	0.09	0.56	0.08	0.82	0.73	0.05	0.62	2.4
Nb	0.02	0.02	0.19	0.005	0.13	0.13	0.02	0.04	0.13
Cs	0.002	0.004	0.07	0.004	0.02	0.01	0.01	0.02	0.09
Ba	608	4083	985	707	3856	3249	257	2717	4042
La	2.48	9.84	0.90	0.85	9.76	3.11	1.03	13.58	18.35
Ce	2.84	10	1.13	0.92	11	3.38	0.95	20	28
Pr	0.15	0.64	0.08	0.06	0.72	0.21	0.04	1.72	2.27
Nd	0.36	1.48	0.20	0.12	1.85	0.53	0.10	5.30	6.63
Sm	0.03	0.10	0.03	0.02	0.14	0.04	0.01	0.40	0.50
Eu	1.12	1.90	0.55	0.41	3.43	1.42	0.41	1.55	2.07
Tb	0.002	0.002	0.002	0.001	0.01	0.003	н.п.о.	0.01	0.01
Dy	0.02	0.02	0.01	0.002	0.01	0.01	н.п.о.	0.05	0.06
Ho	0.002	0.002	0.002	0.001	0.004	0.001	н.п.о.	0.005	0.01
Er	н.п.о.	0.01	0.002	0.001	0.01	0.001	н.п.о.	0.00	0.02
Tm	н.п.о.	н.п.о.	0.002	0.001	н.п.о.	0.001	н.п.о.	0.002	0.005
Yb	0.002	0.01	0.01	0.001	0.01	0.003	н.п.о.	0.01	0.02
Lu	0.002	0.002	0.002	н.п.о.	0.004	0.001	н.п.о.	0.002	0.003
Hf	0.03	0.04	0.05	0.02	0.08	0.06	0.02	0.14	0.08
Ta	0.07	0.15	0.14	0.07	0.20	0.14	0.05	0.05	0.08
Pb	3.0	5.4	3.5	1.47	6.1	2.6	1.85	8.3	10.5
Th	0.01	0.002	0.02	0.002	0.01	0.01	0.001	0.04	0.01
U	0.004	0.002	0.019	0.001	0.021	0.005	0.002	0.005	0.01

Таблица 1. Окончание

Компо- ненты	Ия-Удинское вулканическое поле			Витимское вулканическое поле, влк. Кандидушка				
	IU-10-IV	IU-10-8II	IU-10-8I	Канд1	Канд2	Канд3	Канд4	Канд5
FeO	0.22	0.23	0.20	0.12	0.13	0.12	н.п.о.	0.12
Na ₂ O	7.19	6.54	8.46	8.02	8.06	8.20	2.40	8.02
SiO ₂	59.4	60.9	62.3	67.1	66.2	66.0	64.9	67.1
Al ₂ O ₃	25.4	24.6	23.3	20.5	20.2	20.4	18.8	20.5
CaO	6.8	5.5	4.4	1.2	1.0	1.0	0.1	1.2
K ₂ O	0.6	1.0	1.3	4.0	4.5	4.4	13.2	4.0
BaO	н.п.о.	0.07	0.17	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	0.15	н.п.о.
SrO	0.34	0.39	0.22	0.05	0.20	0.16	н.п.о.	0.05
Total	100.0	99.3	100.4	101.0	100.2	100.2	99.5	101.0
An	33	30	21	6	5	5	0	6
Or	4	6	7	23	26	25	78	27
Ab	63	64	72	71	70	70	22	68
Ca	48670	39451	31232	8219	7040	7218	393	8219
Ti	598	339	243	164	225	185	11	225
Rb	4.5	2.0	2.7	3.4	6.2	7.2	38	3.7
Sr	6706	6577	4596	766	1819	2054	104	1047
Y	0.60	0.31	0.52	0.01	0.13	0.01	0.02	0.01
Zr	6.0	2.0	3.6	0.04	0.79	0.07	0.88	н.п.о.
Nb	0.80	0.23	0.30	0.01	0.24	0.09	0.08	0.004
Cs	0.37	0.02	0.08	0.002	0.05	0.01	0.09	0.002
Ba	1068	1764	2711	68	176	195	264	140
La	5.29	8.49	11.85	0.31	0.78	0.49	0.03	0.25
Ce	10	14	18	0.41	1.1	0.66	0.06	0.33
Pr	1.02	1.17	1.72	0.03	0.13	0.05	0.00	0.02
Nd	3.81	3.72	4.62	0.09	0.39	0.16	0.01	0.10
Sm	0.42	0.42	0.41	0.02	0.07	0.03	0.01	0.02
Eu	0.85	1.09	1.36	0.20	0.32	0.37	0.13	0.21
Tb	0.03	0.02	0.02	н.п.о.	0.01	н.п.о.	0.0005	н.п.о.
Dy	0.12	0.09	0.15	0.002	0.12	н.п.о.	0.003	н.п.о.
Ho	0.03	0.01	0.02	0.002	0.01	н.п.о.	0.001	н.п.о.
Er	0.07	0.03	0.07	0.002	0.03	0.002	0.002	н.п.о.
Tm	0.01	0.004	0.01	0.002	0.002	н.п.о.	0.0005	н.п.о.
Yb	0.05	0.02	0.05	н.п.о.	0.02	0.002	0.001	н.п.о.
Lu	0.01	0.01	0.01	н.п.о.	0.002	н.п.о.	0.0005	н.п.о.
Hf	0.20	0.07	0.10	0.01	0.04	0.02	0.03	0.01
Ta	0.04	0.03	0.07	0.02	0.03	0.03	0.05	0.03
Pb	4.9	5.1	9.2	1.26	4.3	2.0	11.9	0.69
Th	0.23	0.12	0.15	0.01	0.22	0.01	0.003	н.п.о.
U	0.05	0.02	0.05	0.002	0.03	н.п.о.	0.001	н.п.о.

Примечания. н.п.о. — ниже порога обнаружения. Оксиды приведены в мас. %, концентрации микроэлементов — в мкг/г, минералы состава полевых шпатов выражены в мольных долях в %.

Таблица 2. Химический состав несущих мегакристы базальтов с Хамар-Дабанского, Ия-Удинского и Витимского вулканических полей

Компоненты	Вулканические поля						
	Хамар-Дабанское, влк. Тумусун					Витимское, влк. Кандидушка	Ия-Удинское
	T-10-26	T-10-28	T-10-47	T-10-85	T-10-97	КН-23	ИУ-10-8
SiO ₂	46.2	46.36	45.02	46.83	48.03	44.14	50.66
TiO ₂	2.26	2.05	2.56	2.71	2.37	2.38	1.86
Al ₂ O ₃	15.3	14.64	14.74	16.02	14.78	13.20	16.27
Fe ₂ O ₃	2.55	3.60	2.42	2.24	1.82	2.98	1.67
FeO	8.62	7.18	9.7	9.52	9.34	11.25	7.58
MnO	0.172	0.169	0.164	0.161	0.16	0.09	0.13
MgO	8.62	10.2	9.29	7.08	8.24	8.49	6.36
CaO	8.81	8.84	8.48	8.36	8.77	9.14	7.01
Na ₂ O	3.83	3.76	3.82	3.71	3.35	4.20	4.03
K ₂ O	1.99	1.76	1.92	2.01	1.47	2.68	2.17
P ₂ O ₅	0.59	0.52	0.58	0.63	0.42	0.75	0.73
ппп	1.06	0.93	1.12	0.84	1.41	0.93	1.23
Total	99.97	100.01	99.81	100.11	100.15	100.23	99.70
FeO*	10.9	10.4	11.9	11.5	10.9	13.9	9.1
Mg#	64.5	61.4	65.3	65.5	66.2	65.0	65.8
Na ₂ O + K ₂ O	5.82	5.52	5.74	5.72	4.82	6.88	6.20

Примечания. Оксиды приведены в мас. %. Данные для влк. Кандидушка взяты из работы (Litasov, Taniguchi, 2002). Значения Mg# и FeO* рассчитаны следующим образом: $FeO^* = Fe_2O_3 \times 0.89 + FeO$; $Mg\# = MgO/24.305 / (FeO^*/55.845 + MgO/24.305) \times 100$.

Таблица 3. Состав минералов, используемых для модели фракционной кристаллизации

Минерал	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	Fe ₂ O ₃	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O
<i>An</i>	65.50	—	21.00	—	—	—	1.00	8.25	4.25
<i>Prx</i>	48.78	1.71	10.11	7.05	—	15.01	14.86	1.08	—
<i>TiMt</i>	—	14.5	5.00	58.0	20.0	2.50	—	—	—
<i>Ol</i> (<i>Fo</i> -0.88)	40.00	—	—	7.50	—	52.50	—	—	—

Примечания. Оксиды приведены в мас. %. *An* — анортит; *Prx* — пироксен; *TiMt* — *Ti*-магнетит; *Ol* — оливин.

Определения концентраций главных элементов в мегакристах полевых шпатов выполнены на электронно-зондовом микроанализаторе CAMEBAX-Micro (Cameca) в ЦКП “Многоэлементных и изотопных исследований” Института геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН (г. Новосибирск). Режимы измерения $U_0 = 20$ кВ, $I = 40$ нА, $t = 10$ с (аналитик Хмельникова О.С.).

Концентрации микроэлементов в полевых шпатах определены тем же методом масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой с лазерным прободом (ЛА-ИСП-МС). Для абляции использован твердотельный Nd:YAG лазер UP-213 (New Wave Research) с длиной волны 213 нм. Измерения выполнены на ИСП-МС ELEMENT

(Thermo Scientific). В качестве несущего газа в ячейке при абляции использовали гелий, который перед попаданием в плазму смешивался с аргонном в соотношении 1 : 4. Перед каждой серией измерений поток газа настраивали таким образом, чтобы получить максимальную интенсивность аналитического сигнала определяемых элементов. Во всех измерениях использовали максимальную частоту импульса лазера — 20 Гц. Предел обнаружения элементов оценивали по вариации сигнала прободящего газа. В случае возможных молекулярных наложений на анализируемую массу использовали высокое разрешение масс-спектрометра. В случае присутствия нескольких подходящих изотопов анализируемого элемента, в

Таблица 4. Изотопные составы ($\delta^{18}\text{O}\text{‰}$ и $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) несущих мегакристы базальтов и самих мегакристов с Хамар-Дабанского, Ия-Удинского и Витимского вулканических полей

Проба	Порода/минерал	$\delta^{18}\text{O}\text{‰}$ V-SMOW	SiO_2	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} \pm 2\sigma$
IU-10-8	Базальт (основная масса)	7.1	50.66	0.705010 ± 10
КН-23	Базальт (основная масса)	6.2	44.14	0.704228*
T-10-26	Базальт (основная масса)	7.1	46.20	0.704024 ± 12
T-10-28	Базальт (основная масса)	6.7	46.36	0.704180 ± 10
T-10-47	Базальт (основная масса)	6.0	45.02	0.703873 ± 11
T-10-85	Базальт (основная масса)	6.5	46.83	0.703890 ± 10
T-10-85/1	Оливиновые фенокристы из базальта	5.8	46.83	0.70389**
T-10-97	Базальт (основная масса)	7.0	48.03	0.704430 ± 12
T-10-97/1	Оливиновые фенокристы из базальта	5.8	48.03	0.70443**
T-10-23/3a	Анортоклаз	7.4	46.20	0.704000 ± 12
T-10-26/2	Анортоклаз	7.0	46.20	0.704035 ± 12
T-10-47/2	Анортоклаз	7.6	45.02	0.703837 ± 13
T-10-50/3	Анортоклаз	7.5	45.02	0.703853 ± 16
T-10-73/1	Анортоклаз	7.4	45.02	0.704175 ± 13
T-10-85/3	Анортоклаз	6.9	46.83	0.703938 ± 12
T-10-97/12	Анортоклаз	7.2	48.03	0.704043 ± 15
IU-10-8VI	Плаггиоклаз	8.6	50.66	0.705208 ± 14
IU-10-8VI	Плаггиоклаз	8.9	50.66	0.705286 ± 13
IU-10-8IV	Плаггиоклаз	8.7	50.66	0.705300 ± 12
IU-10-8II	Плаггиоклаз	8.8	50.66	0.705103 ± 10
IU-10-8I	Плаггиоклаз	8.7	50.66	0.705045 ± 14
Канд-1	Анортоклаз	7.5	44.14	0.704000 ± 12
Канд-2	Анортоклаз	6.8	44.14	0.704008 ± 16
Канд-3	Анортоклаз	7.0	44.14	0.704228 ± 13
Канд-4	Санидин	9.7	44.14	0.711605 ± 14
Канд-5	Анортоклаз	6.9	44.14	0.703999 ± 13

* Данные для влк. Кандидушка взяты из работы (Litasov, Taniguchi, 2002); ** Принято значение для вмещающего базальта.

расчетах использовали усредненные данные по нескольким изотопам, что увеличивало число параллельных определений и снижало погрешность анализа. Расчет концентраций элементов в образцах выполняли по внешней градуировке с использованием стеклянного стандарта NIST-612. Полученные данные с помощью лазерной абляции откалброваны по известной концентрации кальция, полученной при микрозондовом анализе.

Изотопные отношения Sr измеряли в Центре коллективного пользования “Геодинамика и геохронология” Института земной коры СО РАН (г. Иркутск) на масс-спектрометре Finnigan MAT 262. Перед измерением навеску 20–50 мг истертого минерала или 100 мг базальта разлагали в тefлоновых бюксах в смеси кислот $\text{HNO}_3\text{--HF--HClO}_4$ с ис-

пользованием микроволновой печи. Выделение Sr из растворенного образца осуществлялось с использованием одноразовой смолы Sr Spec (EiChroM Industries, II. USA) по методике (Pin et al., 1994) с использованием HNO_3 разной концентрации. Элюирование Sr происходило при добавлении H_2O (Демонтерова, Масловская, 2003). Бланк холостого опыта составлял меньше 1 нг Sr. Контроль работы прибора осуществляли по данным регулярных измерений стандарта SRM-987. В период проведения данного исследования полученные значения SRM-987 составили $0.710242 \pm \pm 0.000005$ (2σ , $n = 8$).

Данные по $\delta^{18}\text{O}$ получали, с использованием газового масс-спектрометра MAT 253 (Thermo,

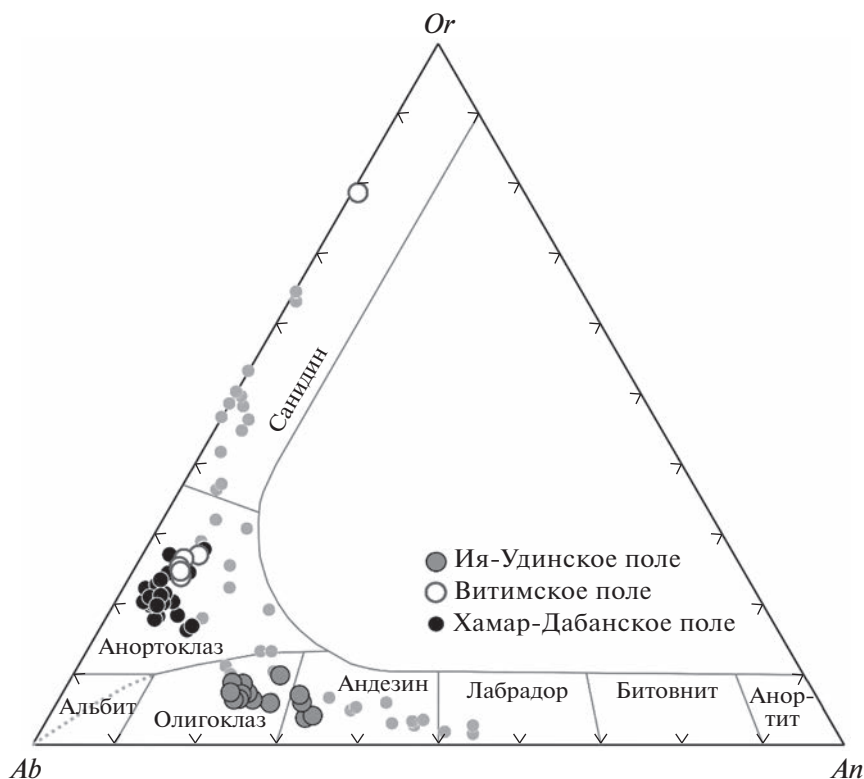


Рис. 4. Классификационная диаграмма полевых шпатов (по Дир и др., 1966) для полевошпатовых мегакристаллов влк. Кандидушка (Витимское вулканическое поле), влк. Тумусун (Хамар-Дабанское вулканическое поле) и из вулканического потока Ия-Удинского вулканического поля. Мелкими серыми кружками вынесены составы плагиоклазов из лерцолитов Хамар-Дабанского вулканического поля (Ionov et al., 1995).

Германия) методом фторирования с применением лазерного нагрева, измерения проводили в режиме двойного напуска. Измерения проводили в ЦКП “Аналитический центр минералого-геохимических и изотопных исследований” Геологического института им. Н.Л. Добрецово СО РАН (г. Улан-Удэ). Для измерений использовали навеску, представлявшую собой зернышки одного мегакристалла размером 1.0–1.5 мм весом порядка 2 мг. В случае, когда мегакристалл полевого шпата находился в свежей породе (исключение составляют мегакристаллы из туфов вулкана Тумусун) анализировали также аналогичную навеску афировых базальтов размером 0.5–0.25 мм. В двух образцах базальтов присутствовали вкрапленники оливина, которые также были проанализированы. Результаты измерений калибровали в международной шкале VSMOW с помощью анализа двух международных стандартов NBS-28 (кварц) и NBS-30 (биотит).

РЕЗУЛЬТАТЫ

Общая характеристика мегакристаллов и лав

На классификационной диаграмме (рис. 4) составы плагиоклазов Ия-Удинского вулканиче-

ского поля варьируют от олигоклазов до андезинов $Ab_{64-72}Or_{4-10}An_{21-33}$. Незначительный разброс химических составов на рис. 4 говорит об однородности мегакристаллов плагиоклаза. Состав вулканических пород Ия-Удинского междуречья изменяется от базальтов, трахибазальтов до базальтовых трахиандезитов (рис. 5а, 5б). Состав лавы, вмещающей мегакристаллы, представлен базальтовым трахиандезитом (муджиритом) ($SiO_2 = 50.6$ мас. %; $Na_2O + K_2O = 6.2$ мас. %; $Na_2O/K_2O = 1.86$, $Mg\# = 59.5$) (рис. 5а, 5б).

На влк. Тумусун (Хамар-Дабанское вулканическое поле) полевого шпата представлен анортотитом со слабо варьирующим компонентным составом $Ab_{64-75}Or_{17-28}An_{2-11}$ (рис. 4). Незначительный разброс точек состава на рис. 4 говорит об однородности мегакристаллов анортотита, что согласуется с микрорентгеновским картированием и данным сканирующего электронного микроскопа (рис. 3). Для сравнения на рис. 4 приведены составы полевых шпатов из плагиоклаз-содержащих лерцолитов Хамар-Дабанского вулканического поля, которые варьируют в широком интервале значений от андезинов до санидинов (Ionov et al., 1995). Лавы, выносящие мегакристаллы, представлены базальтами и трахибазальтами ($SiO_2 = 45.0-46.8$ мас. %;

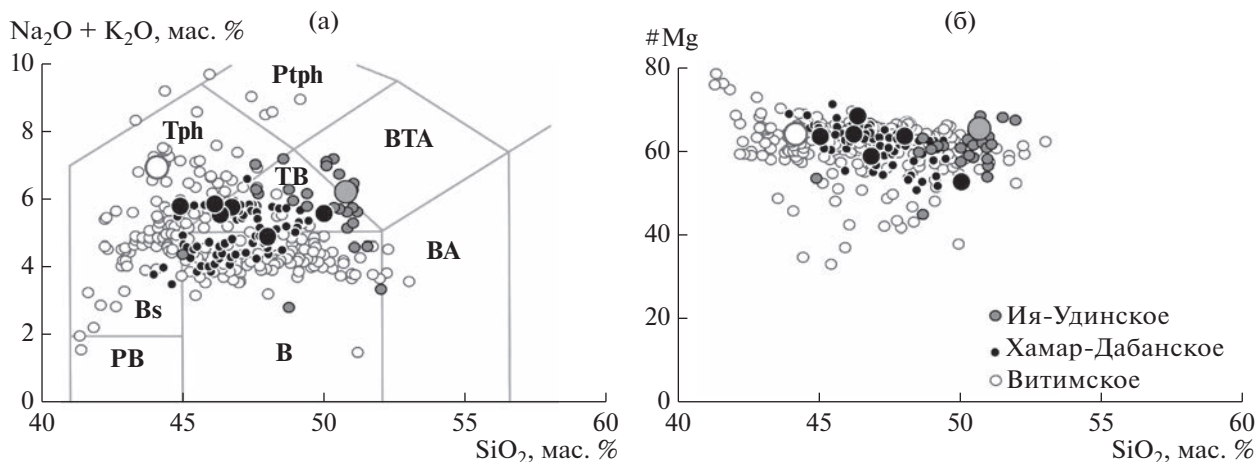


Рис. 5. (а) Классификационная диаграмма щелочи-кремнезем (Классификация магматических..., 1997) и (б) вариации SiO_2 — $\text{Mg\#}$ для вулканических пород трех полей Байкальской рифтовой системы. Состав лав Ия-Удинского и Хамар-Дабанского вулканических полей (данные авторов), для Витимского вулканического поля — данные авторов и из работы (Рассказов, 1993; Litasov, Taniguchi 2002). Крупными символами показаны химические составы базальтов с мегакристаллами полевого шпата (табл. 2). Цвета значков соответствуют условным обозначениям, указанным для вулканических полей.

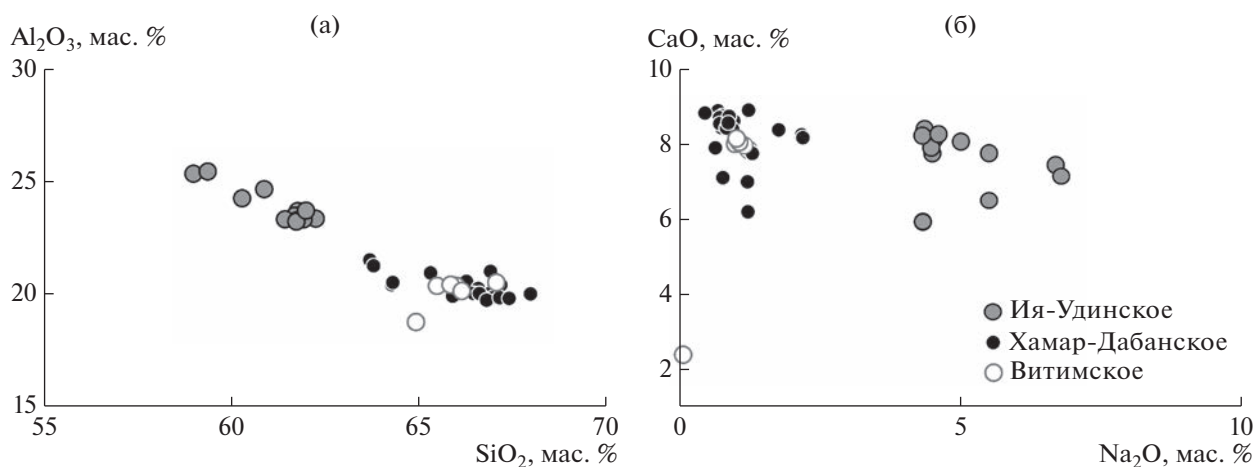


Рис. 6. (а) Вариации Al_2O_3 — SiO_2 и (б) CaO — Na_2O в полевошпатовых мегакристаллах влк. Кандидушка (Витимское вулканическое поле), г. Тумусун (Хамар-Дабанское вулканическое поле) и Ия-Удинского вулканического поля.

$\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} = 5.5\text{--}5.8$ мас. %; $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} = 1.8\text{--}2.1$, $\text{Mg\#} = 56.3\text{--}67.2$ (рис. 5а, 5б).

Основная часть мегакристов из шлаков влк. Кандидушка (Витимское вулканическое поле) на классификационной диаграмме лежит в поле анортотлазов $\text{Ab}_{54\text{--}75}\text{Or}_{21\text{--}41}\text{An}_{5\text{--}6}$ (рис. 4). Незначительный разброс химических составов на рис. 4 говорит об их однородности. В шлаках этого вулкана нами обнаружен один санидин $\text{Ab}_{22\text{--}78}$. Шлаки и лавовый поток вулкана имеют базанитовый состав ($\text{SiO}_2 = 43.9\text{--}45.5$ мас. %; $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} = 6.8\text{--}7.4$ мас. %; $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} = 1.5\text{--}1.6$, $\text{Mg\#} = 56.1\text{--}60.8$) (Ащепков, 1991; Litasov, Taniguchi, 2002) (рис. 5).

Вариации минералообразующих и редких элементов в полевых шпатах

Вариации минералообразующих элементов в рассматриваемых полевошпатовых мегакристах отображены на рис. 6: (а) Al_2O_3 — SiO_2 и (б) CaO — Na_2O . Андезины и олигоклазы Ия-Удинского вулканического поля являются наиболее натриевыми, с высоким содержанием Al_2O_3 , низким SiO_2 и K_2O . Мегакристы Витимского и Хамар-Дабанского полей близки по химическому составу. Исключение составляет санидин влк. Кандидушка. Рассматривая данные диаграммы, следует отметить, что мегакристы полевых шпатов варьируют в широком диапазоне химических

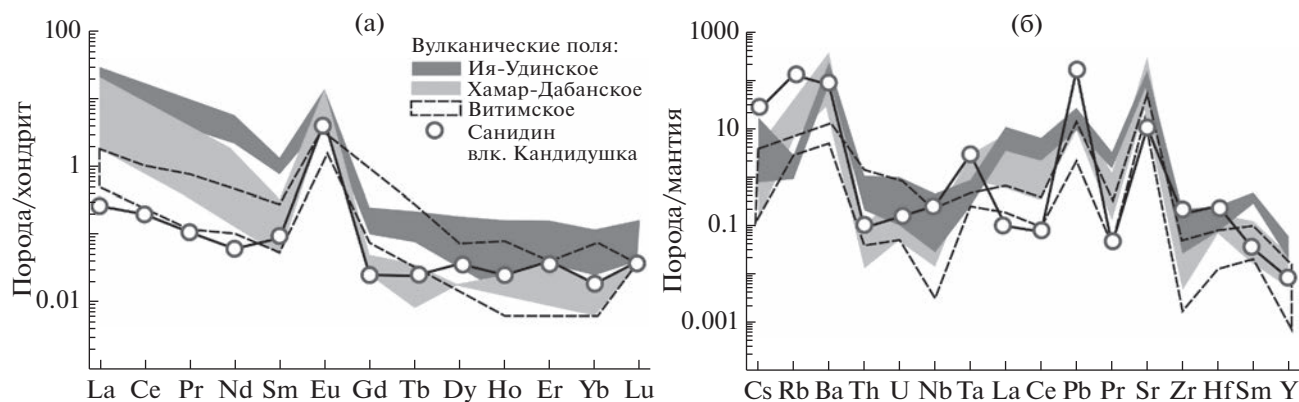


Рис. 7. (а) Диаграмма нормированных концентраций редкоземельных элементов к хондриту и (б) несовместимых элементов к недифференцированной мантии для мегакристаллов полевых шпатов. Состав хондрита принят из работы (McDonough, Sun, 1995), для недифференцированной мантии (Sun, McDonough, 1989).

составов, выносимых одним лавовым потоком, как, например, на Ия-Удинском вулканическом поле или влк. Кандидушка.

На мультиэлементных диаграммах, нормированных к составу хондрита, все полевые шпаты характеризуются положительным пиком Eu (рис. 7а). Высокие концентрации редкоземельных элементов характерны для плагиоклазов Ия-Удинского вулканического поля. Обедненный редкоземельный состав наблюдается в санидине из шлаков влк. Кандидушка. Мегакристы анортоклаза влк. Кандидушка (Витимское поле) и влк. Тумусун (Хамар-Дабанское поле) по спектрам тяжелых редких земель близки друг другу. В то же время, в анортоклазах влк. Тумусун содержание легких редких земель выше, чем в анортоклазах влк. Кандидушка. На диаграмме, нормированных к составу примитивной мантии, все мегакристы характеризуются наличием положительных пиков по Ba, Pb, Sr и минимумов содержаний Th, U, Pr, Nb, Zr и Hf (рис. 7б). На фоне общих характеристик видно, что плагиоклазы Ия-Удинского вулканического поля отличаются от анортоклазов Витимского и Хамар-Дабанского вулканических полей более обогащенным микроэлементным составом. Санидин влк. Кандидушка в сравнении с другими мегакристами имеет самые высокие концентрации по Rb, Ta, Pb, Zr и Hf, при самых низких концентрациях La, Ce, Pr и Sr.

Вариации $\delta^{18}\text{O}$ и $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в лавах и мегакристах полевых шпатов

В отличие от анализа вариаций радиогенных изотопов, анализ вариаций стабильных изотопов должен учитывать эффект фракционирования между расплавом и кристаллизующейся фазой. В первом приближении, этот эффект поддается оценке, хотя неопределенности на уровне 0.х ‰ остаются в зависимости от применяемой модели,

коэффициентов фракционирования минерал-расплава, дегазации воды и CO_2 из магмы и т.п. (Eiler, 2001; Zhao, Zheng, 2003; Vho et al., 2020). На рис. 8 показаны соотношения изотопов кислорода в минералах и несущих их породах. Видно, что все мегакристы плагиоклаза Ия-Удинского вулканического поля и санидин Витимского вулканического поля (влк. Кандидушка) смещены от теоретических линий равновесия минерал-расплав в сторону более высоких значений $\delta^{18}\text{O}$, а заметная часть мегакристов анортоклаза — в сторону более низких значений $\delta^{18}\text{O}$. Как указывалось выше, точное положение линии фракционирования может зависеть от ряда факторов. Однако, разброс данных по $\delta^{18}\text{O}$ слишком велик, чтобы его можно было объяснить только изотопным фракционированием. В первую очередь, этот разброс указывает, что мегакристы полевых шпатов не находились в равновесии по изотопам кислорода с расплавом, который их выносил. Строго говоря, с этой точки зрения их следует называть антикристами. Во вторую очередь, генеральное смещение значений $\delta^{18}\text{O}$ в минерале от линии равновесия в область более низких значений $\delta^{18}\text{O}$ предполагает, что кристалл формировался в более примитивной магме, чем та, которая вынесла его на поверхность. Смещение $\delta^{18}\text{O}$ в полевых шпатах от линии равновесия в область более высоких значений $\delta^{18}\text{O}$ говорит о кристаллизации минерала из расплава с более низкой температурой или контактированного корой. В область высоких значений $\delta^{18}\text{O}$ попадают часть анортоклазов, все плагиоклазы и санидин. Вариации изотопного состава кислорода в оливине согласуются с его равновесной кристаллизацией из расплава в диапазоне температур 1200–1000 °C.

Аналогичный вывод о неравновесности мегакристов полевых шпатов и несущих их пород следует из анализа изотопных вариаций Sr (рис. 9а).

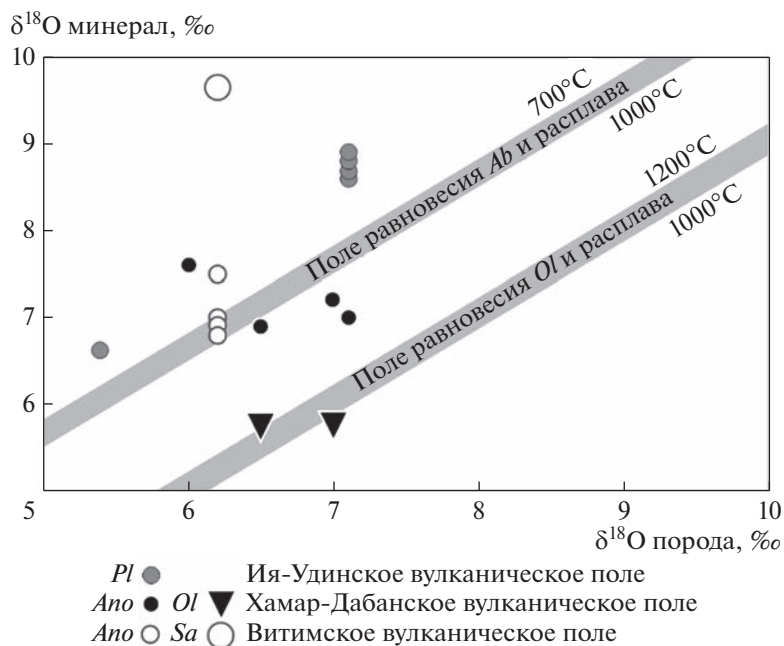


Рис. 8. Диаграмма соотношений $\delta^{18}\text{O}$ в минералах и несущих их породах. Серыми полями показаны теоретические соотношения для равновесной кристаллизации оливина (*Ol*) в диапазоне температур 1200–1000°C и альбита (*Ab*) с 30% анортитовой составляющей в диапазоне температур 1000–700°C из расплава базальтового состава (Zhao, Zheng, 2003). В первом приближении, альбит наиболее близок из крайних членов ряда полевых шпатов *Or-Ab-An* для описания изотопного фракционирования анортоклаза и плагиоклаза (рис. 4). Рис. 9. Диаграмма соотношений (а) $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в минералах и несущих их породах и (б) отклонения изотопных отношений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ от линии 1 : 1 ($\Delta^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) напротив измеренных $\delta^{18}\text{O}$ в полевых шпатах.

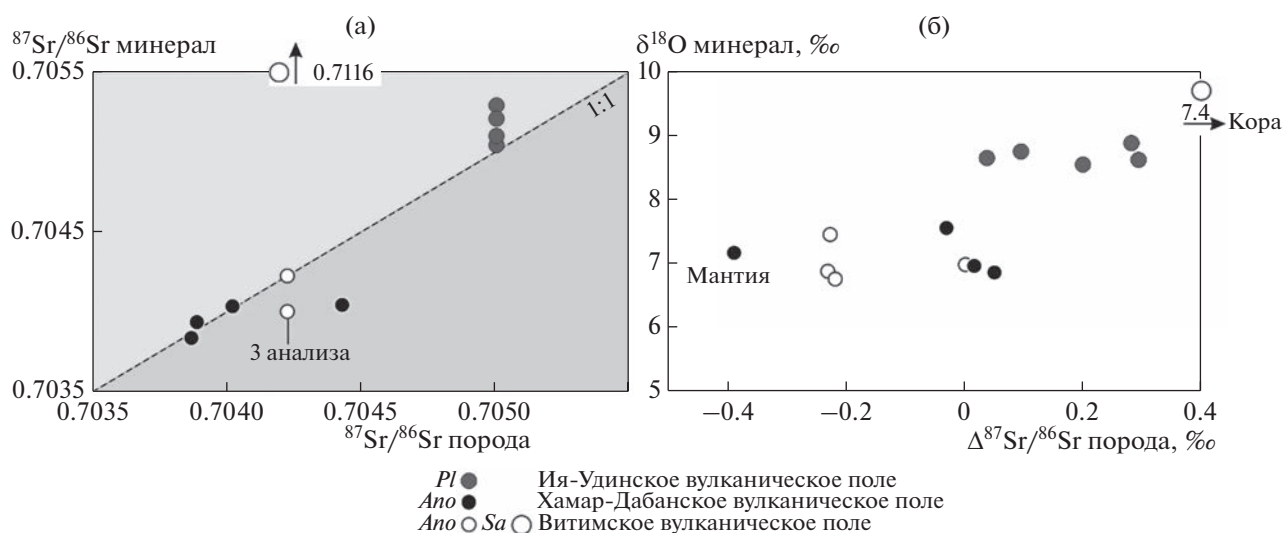


Рис. 9. Диаграмма соотношений (а) $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в минералах и несущих их породах и (б) отклонения изотопных отношений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ от линии 1 : 1 ($\Delta^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) напротив измеренных $\delta^{18}\text{O}$ в полевых шпатах.

Почти все плагиоклазы Ия-Удинского вулканического поля имеют более высокие значения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, чем породы, в которых они находятся, а анортоклазы Хамар-Дабанского (влк. Тумусун) и Витимского (влк. Кандидушка) вулканических по-

лей или лежат вблизи линии 1 : 1, или заметно смещены в сторону более низких значений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в сравнении с породой (рис. 9а). Еще более наглядно это видно на диаграмме $\Delta^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ – $\delta^{18}\text{O}$ (рис. 9б) для полевых шпатов, где $\Delta^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ – отклонение

полевых шпатов от линии 1 : 1 на рис. 9а. Все анортоклазы смещаются в сторону более мантийных значений, а плагиоклазы и санидин — в сторону коровых значений.

ДИСКУССИЯ

При исследовании мегакристов полевых шпатов возникает вопрос о возможности их кристаллизации непосредственно из выносящих их магм или магм близких по химическому составу. Ранее в некоторых работах показано, что для этого требуются составы близкие к трахитам и трахиандезитам (Guo et al., 1992; Perini, 2000; Lundstrom et al., 2005). В нашем регионе лавы трахитового состава встречаются только на Удоканском вулканическом поле (Рассказов, 1985; Ступак и др., 2012). Хотя, полевошпатовые включения наблюдаются на всех вулканических полях Центральной Азии в породах базальтового (*sensu lato*) состава. В работе (Литасов, Мальковец, 1998) предполагалось, что образование мегакристов анортоклаза происходит из высококремнистого расплава, полученного после отсадки оксидных фаз с кристаллизацией в магматических камерах, расположенных в средних и верхних частях земной коры. На рис. 10 показаны вариации содержания петрогенных оксидов в базальтах Витимского, Хамар-Дабанского и Ия-Удинского вулканических полей и рассчитаны тренды кристаллизации при дифференциации оливина, клинопироксена, титаномагнетита и анортоклаза постоянного состава. Состав минералов представлен в таблице 3 и соответствует минералам, кристаллизовавшимся в равновесии со щелочно-базальтовой магмой в экспериментах (Есин, 1993) и природных образцах (Рассказов, Иванов, 1998). Из рис. 10 видно, что, если кристаллизация анортоклаза происходит из наиболее кислой выплавки, например, базальтового трахиандезита (Т-10-42, влк. Тумусун, табл. 2), то при фракционной кристаллизации порядка 20% анортоклаза, состав которого подобен мегакристам Хамар-Дабанского вулканического поля, состав лав не выйдет за пределы наблюдаемого диапазона составов Тумусунских лав. Моделирование ассимиляции щелочного оливинового базальта разными компонентами коры с помощью программы MELTS (Edwards, Russell, 1996), показало возможность кристаллизации плагиоклаза как первой минеральной фазы. В этой же работе отмечается, что гранит, как контаминант, вызывает появление санидина в качестве равновесного полевого шпата. Ранее, при изучении позднекайнозойского вулканизма Байкальского рифта при описании петрографии базальтов, анортоклаз отмечался как пороодообразующий минерал, содержание которого в основной массе составляет 15–20% (Ярмолюк и др., 2003). Таким образом, исходя из петрологических данных кристаллизация

мегакристов полевых шпатов в Байкальском регионе принципиально возможна как напрямую из обогащенных кремнеземом магм, так и при их контаминации коровым веществом.

Наиболее популярная модель — это образование полевых шпатов за счет диффузионно-реакционных процессов, существующих между магмой и вмещающими породами коры в промежуточных камерах (Duffield, Ruiz, 1992; Tepley et al., 2000; Lundstrom et al., 2005; Renjith, 2014; Coote et al., 2018). Предполагается, что существует зона смены градиента давления, где происходит задержка базальтового расплава с ассимиляцией и фракционной кристаллизацией (Geist et al., 1988; Tepley et al., 1999; Иванов, 2012). При этом кристаллизация полевых шпатов начинается на границе между вмещающими породами разного состава и частично закристаллизованным расплавом (Lundstrom et al., 2005; Coote et al., 2018). На рис. 11 показана принципиальная схема задержки расплавов на коровом уровне из-за того, что плотность коры меняется скачкообразно, а плотность магмы — плавно (Kushiro, 2007; Иванов, 2012). При этом, вероятность задержки “сухих” нормально щелочных магм выше, чем щелочных, флюидонасыщенных магм (рис. 11). Естественно, каждый район может иметь свой плотностной разрез коры и характеризуется различным типом внедряющихся магм, что также будет влиять на глубину задержки магм. Зачастую, изотопные вариации в кристаллах полевых шпатов интерпретируются ростом кристаллов в магматическом очаге при поступлении туда различных, изотопно-неоднородных порций расплавов и контаминации этих расплавов коровым веществом (Tepley et al., 2000; Lundstrom, 2005; Higgins, Chandrasekharam, 2007; Renjith, 2014; Sheth, 2016; Coote et al., 2018). Процесс диффузии для полевых шпатов во время магматического процесса играет большую роль чем для более устойчивых минералов, таких как оливин или кварц, но корреляция поведения петрогенных элементов в совокупности с изотопной системой Sr регистрирует условия кристаллизации полевых шпатов и историю магматической системы в целом (Davidson et al., 2005; Davidson et al., 2007). Мегакристы кристаллизуются в разных местах и в разный этап магматического импульса, но их рост и перемещение связано с близкородственными исходными магмами, а не более древними вмещающими породами. Необходимость задержки расплавов требуется для объяснения появления крупных кристаллов, рост которых может обеспечиваться поступлением новой порцией вещества из проходящей магмы (Lundstrom, 2005; Higgins, Chandrasekharam, 2007; Renjith, 2014; Sheth, 2016).

Условия формирования мегакристов и мантийных ксенолитов, выносимых лавами Байкальского рифта, оценивается в широком диапазоне T и P , от 900 до 1400°C при 7–35 кбар (Ashchepkov et al.,

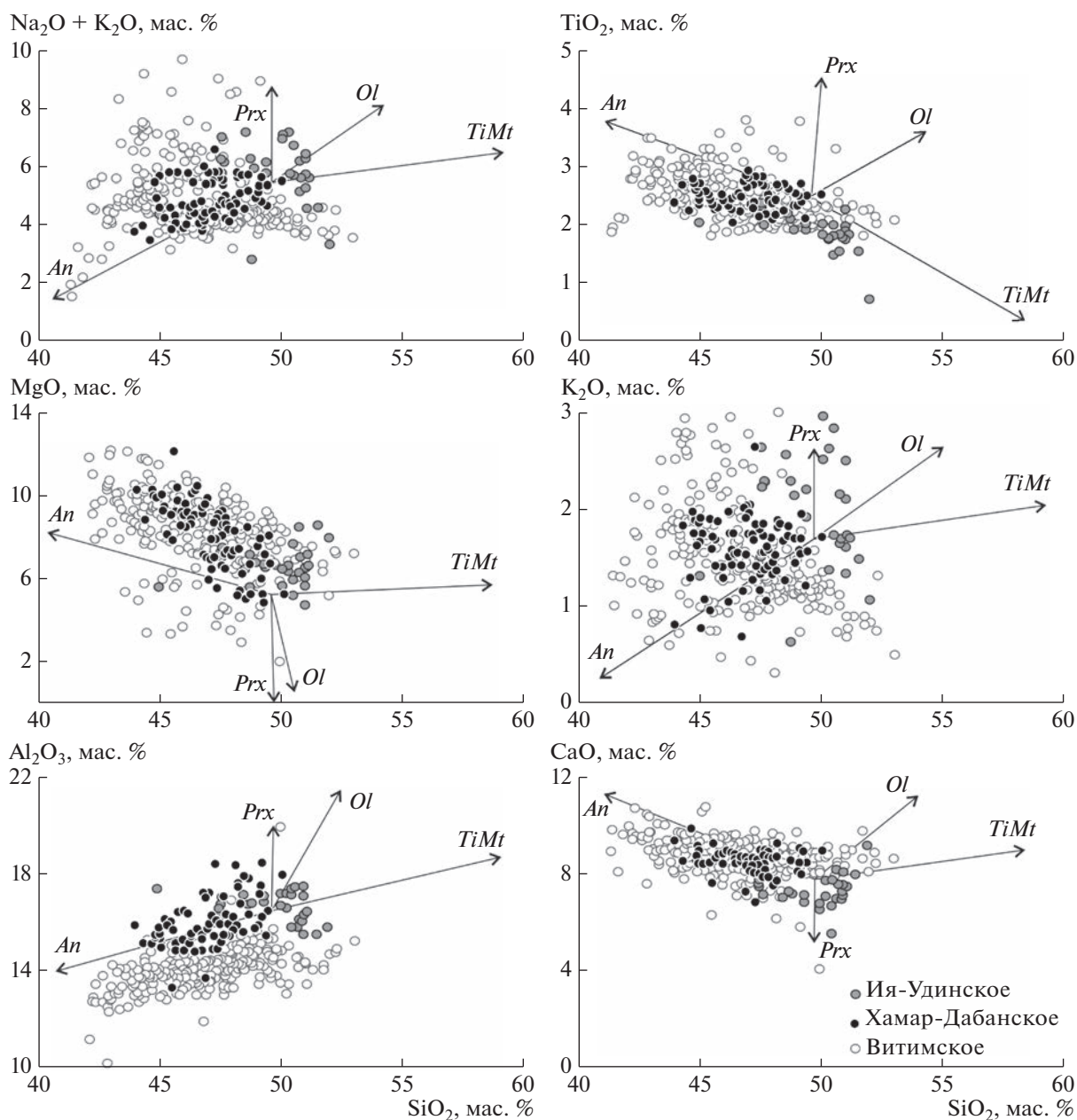


Рис. 10. Вариации концентраций породообразующих оксидов (мас. %) для вулканических пород Ия-Удинского, Хамар-Дабанского и Витимского вулканических полей. Состав лав Ия-Удинского и Хамар-Дабанского вулканических полей (данные авторов) и Витимского вулканического поля (Рассказов, 1993). Линиями показаны рассчитанное изменение химического состава магм в зависимости от фракционирования основных породообразующих минералов и мегакристаллов анортоклаза. В качестве стартового взят состав лавового потока г. Тумусун (обр. Т-10-42, Хамар-Дабанское вулканическое поле) и составы минералов (табл. 2 и 3).

2011). Соотношение элементов в полевых шпатах зависит от температуры, давления и состава вмещающих пород (Coote et al., 2018; Li et al., 2019). Задержка расплавов на фазовых переходах и/или при смене реологического и вещественного состава коры может приводить к разрывам с образованием в них пегматоидных жил и/или ростом кристаллов вдоль стенок вмещающих пород с по-

следующим их срывом и выносом на поверхность (Ashchepkov et al., 2011; Lundstrom et al., 2005).

Вариации изотопного состава кислорода и стронция в полевых шпатах и породах, которые их выносят, с одной стороны, говорят, что мегакристы полевых шпатов и несущие их расплавы не находились в изотопном равновесии. С другой стороны, отчетливо видно (рис. 9б), что анорто-

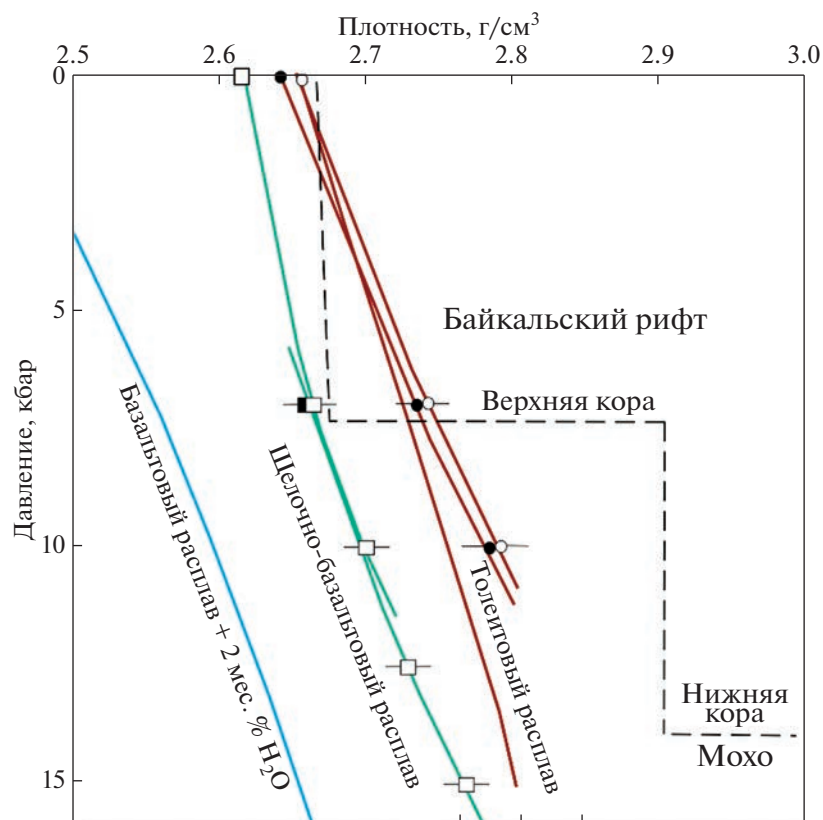


Рис. 11. Плотность различных мантийных расплавов в диапазоне коровых глубин. Жирной пунктирной линией показан предполагаемый плотностной профиль коры для внутриконтинентальной области Байкальского рифта. Толеитовые расплавы в обоих случаях оказываются плотнее гранитного слоя коры, тогда как щелочно-базальтовые и “мокрые” расплавы могут “застрывать” на коровых глубинах только в случае утолщенной коры. Рисунок взят с упрощениями из работы (Иванов, 2012).

клазы кристаллизовались из более примитивных магм с мантийными изотопными характеристиками, тогда как плагиоклазы — из более контаминированных корой магм, а санидин, по-видимому, является ксенокристом коровых пород. Таким образом, очевидно, что изученные мегакристы полевых шпатов имели различное происхождение. Санидин захвачен в верхней коре. Плагиоклазы кристаллизовались в магматическом очаге на границе верхней и нижней коры из контаминированной коровым материалом магмы. В то время как анортоклазы кристаллизовались на наиболее глубинных уровнях из примитивной магмы с мантийными изотопными характеристиками. На рис. 12а, 12б показана обобщенная модель формирования мегакристов Байкальского рифта. Согласно этой модели, первичные выплавки с мантийными значениями $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и $\delta^{18}\text{O}$ поднимаются до границы Мохо, где формируется глубинный очаг из-за меньшей плотности нижней коры, чем у магмы (рис. 11, 12а, 12б). Из первичных магм с мантийными изотопными характеристиками кристаллизуются оливин и анортоклаз. Форма кристаллов анортоклаза приводит к его флотиро-

ванию и скоплению в верхней части таких глубинных очагов (которых, в принципе, может быть несколько на разных уровнях). Высокая температура и химическая однородность магмы не позволяет формироваться зональным анортоклазам из-за быстрого переуравновешивания разных зон минерала. Плотность магмы в глубинном очаге снижается в результате осаждения оливина. Дифференцированная и частично контаминированная магма выносит мегакристы анортоклаза к поверхности. Такой случай реализовывался под вулканами Тумусун и Кандидушка. В случае, если первичные выплавки изначально имеют плотность меньше, чем у нижней коры, они проникают вплоть до границы нижней-верхней коры, где существует очередное, скачкообразное изменение плотности (рис. 11, 12а, 12б). В этом, относительно не глубоком магматическом очаге, происходит контаминация магмы породами верхней коры, что приводит к более существенному изменению (в первую очередь по изотопам) состава магмы. Из этой существенно контаминированной магмы кристаллизуется плагиоклаз кислого состава. Плагиоклаз из-за своей формы кристал-

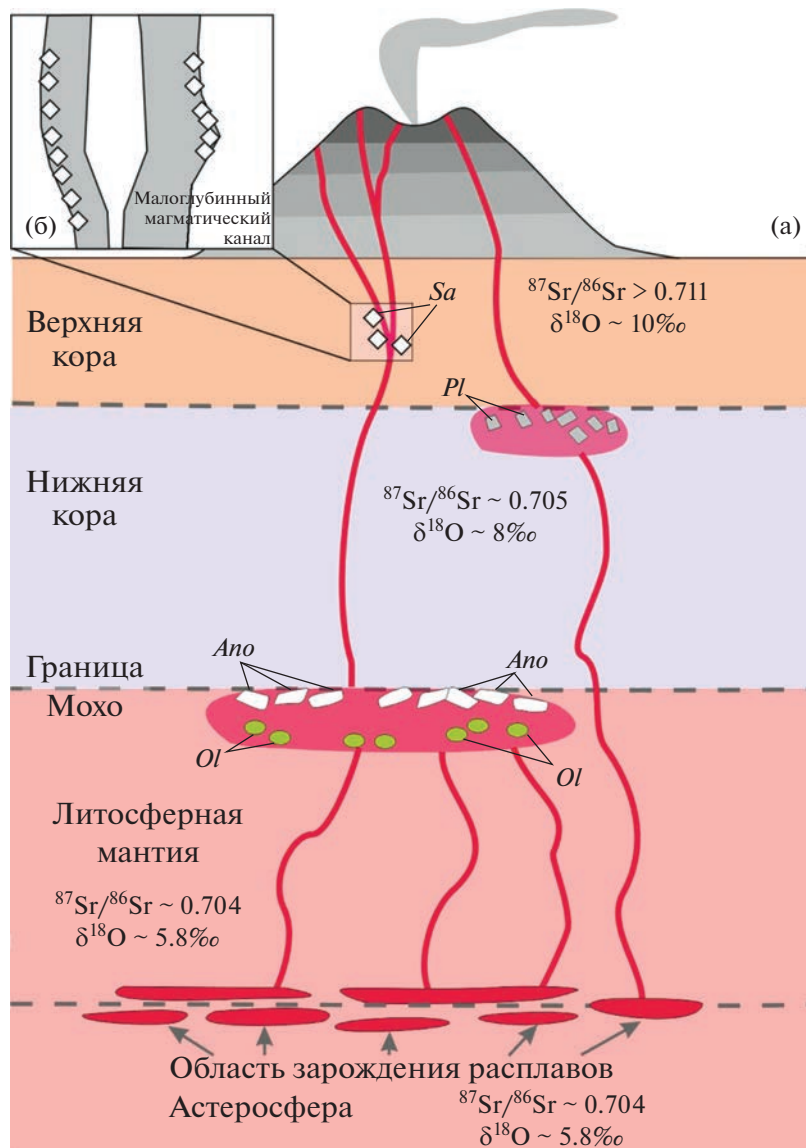


Рис. 12. (а) Обобщенная модель кристаллизации мегакристов полевых шпатов для магм Байкальского рифта. На рисунке вынесены предполагаемые изотопные отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и $\delta^{18}\text{O}\text{‰}$ для резервуаров плавления коры и мантии. (б) Возможные области образования мегакристов санидинов.

лов и более низкой плотности, в сравнении с магмой, также флотирует, накапливаясь в верхней части магматического очага. Плагиоклаз выносятся на поверхность менее загрязненными магмами, поступающими в этот очаг. Такой случай реализовывался под Ия-Удинским вулканическим полем. Наконец, по пути к поверхности, магмы могут захватывать ксенолиты коровых пород.

Как видно из вышесказанного, происхождение мегакристов полевых шпатов нельзя объяснить универсальной моделью образования. Первое, состав мегакристов полевых шпатов может быть различен на разных вулканических полях, что говорит о разной температуре и давлении их кристаллизации. Второе, один и тот же лавовый

поток может выносить генерации полевых шпатов разного возраста. Третье, мегакристы разнообразны по своему внутреннему строению от зональных с включениями других минералов до практически не зональных монокристаллов, как в случае изученных нами объектов. Четвертое, изотопный состав стронция в мегакристах и содержащих их породах может как совпадать, так и быть различным, что связано с составом возможных контаминантов. Пятое, кристаллизация крупных кристаллов полевых шпатов происходит не в магме, которая их выносит, мегакристы являются антикристами, но в то же время лавы и мегакристы связаны в едином цикле вулканизма.

ВЫВОДЫ

Минералогические и изотопно-геохимические вариации в мегакристах полевых шпатов и несущих их позднекайнозойских лав, туфов и шлаков трех вулканических полей Байкальской рифтовой системы отражают как первичные вариации состава мантийных магм, так и степень контаминации мантийных магм коровым веществом. Изученные кристаллы анортоклаза и плагиоклазов являются антикристами — они не кристаллизовались из магм, которые их выносили на поверхность, но в то же время связаны с ними в едином вулканическом процессе. Анортоклаз кристаллизовался в наиболее глубоких магматических очагах из наиболее примитивных мантийных расплавов, а плагиоклаз — в коровых магматических очагах при взаимодействии магмы с кислой корой. Непосредственный захват гранитного вещества мог приводить к появлению мегакристов санидина.

Авторы выражают благодарность Б.Г. Покровскому, К.Н. Шатагину и Е.О. Дубининой за критические замечания, которые позволили заметно улучшить статью. Исследования проведены в ЦКП “Геодинамика и геохронология” ИЗК СО РАН (г. Иркутск), “Многоэлементных и изотопных исследований” ИГМ СО РАН им. В.С. Соболева (г. Новосибирск) и ЦКП “Аналитический центр минерало-геохимических и изотопных исследований” ГИН СО РАН им Н.Л. Добрецова (г. Улан-Удэ).

Оборудование ЦКП “Геодинамика и геохронология” ИЗК СО РАН использовалось в рамках гранта № 075-15-2021-682. Полевые работы и микрозондовые исследования проведены при финансовой поддержке Мегагранта № 075-15-2022-1100.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Ащепков И.В. (1991) *Глубинные ксенолиты Байкальской рифты*. Новосибирск: Наука Сиб. отделение, 158 с.
- Ащепков И.В., Травин С.В., Сапрыкин А.И., Андре Л., Герасимов П.А., Хмельникова О.С. (2003) О возрасте ксенолитосодержащих базальтов и мантийной эволюции в Байкальской рифтовой зоне. *Геология и геофизика*. **44**(11), 585-592.
- Беличенко В.Г., Гелетий Н.К., Бараш И.Г. (2006) Баргузинский микроконтинент: к проблеме выделения. *Геология и геофизика*. **47**(10), 1049-1059.
- Беличенко В.Г., Складов Е.В., Добрецов Н.Л. (1994) Геодинамическая карта Палеоазиатского океана. Восточный сегмент. *Геология и геофизика*. **35**(7-8), 29-40.
- Бураков М.И., Федоров Э.Е. (1954) *Базальты междуречья Ии и Уды (Восточный Саян)*. Вопросы геологии Азии. Т. I, М.: Изд-во АН СССР, 808 с.
- Волянюк Н.Я., Владимиров Б.М., Семенова В.Г., Навиков В.М. (1978) Мегакристаллы анортоклаза из базанитов и проблема их генезиса. *ДАН СССР*. **240**(5), 938-941.
- Демонтерова Е.И., Масловская М.Н. (2003) Хроматографическое выделение стронция в образцах с высокими Rb/Sr отношениями для масс-спектрометрического анализа. *Прикладная геохимия, Аналитические исследования* (ред. Буренков Э.К., Кременецкий А.А.). **4**, М.: ИМГРЭ, 15-19. 7.
- Дир У.А., Хауи Р.А., Зусман Дж. (1966) *Породообразующие минералы*. Т. 4. *Каркасные силикаты*. М.: Мир, 406 с.
- Дмитриева Н.В., Ножкин А.Д. (2012) Геохимия палеопротерозойских метатерригенных пород Бирюсинского блока юго-западной части Сибирского кратона. *Литология и полезные ископаемые*. **2**, 156-179.
- Донская Т.В., Гладкобуб Д.П., Мазукабзов А.М., Вингейт М.Т.Д. (2014) Раннепротерозойские постколлизийные гранитоиды Бирюсинского блока Сибирского кратона. *Геология и геофизика*. **55**(7), 1028-1043.
- Есин С.В. (1993) *Инъекционный магматизм в верхней мантии: тестирование эмпирического клинопироксенового геотермобарометра*. НИЦ ОИГТМ СО РАН. Новосибирск, 121 с.
- Иванов А.В. (2012) Взаимодействие мантийных расплавов с корой при их подъеме к поверхности: причина и следствия. *Геодинамика и Тектонофизика*. **3**(1), 19-26.
- Киселев А.И., Медведев М.Е., Головкин Г.А. (1979) *Вулканизм Байкальской рифтовой зоны и проблемы глубинного магмообразования*. Новосибирск: Наука, 200 с.
- Классификация магматических (изверженных) пород и словарь терминов. Рекомендации Подкомиссии по систематике изверженных пород Международного союза геологических наук*. М.: Недра. 1997. 248 с.
- Литасов К.Д., Мальковец В.Г. (1998) Sr-Ba-Rb-систематика мегакристаллов щелочных полевых шпатов из базальтоидов Центральной Азии. *Геология и геофизика*. **39**(9), 1304-1308.
- Рассказов С.В. (1985) *Базальтоиды Удокана*. Новосибирск: Наука Сиб. отделение, 142 с.
- Рассказов С.В. (1993) *Магматизм Байкальской рифтовой системы*. Новосибирск: Наука, Сибирская издательская фирма, 288 с.
- Рассказов С.В., Иванов А.В. (1998) *Окислительно-восстановительные условия магматизма горячего пятна и зон растяжения Байкальской рифтовой системы. Структурно-вещественные комплексы докембрия Восточной Сибири*. Иркутск: Изд-во Иркут. Ун-та, С. 44-58.
- Ступак Ф.М., Лебедев В.А., Кудряшова Е.А. (2012) Структурно-вещественные комплексы позднекайнозойского Удоканского вулканического лавового плато: закономерности распределения и ассоциации пород. *Вулканология и сейсмология*. **3**, 46-58.
- Туркина О.М., Ножкин А.Д., Баянова Т.Б. (2006) Источники и условия образования раннепротерозойских гранитоидов юго-западной окраины Сибирского кратона. *Петрология*. **14**(3), 282-303.
- Фор Г. (1989) *Основы изотопной геологии*. М.: Мир, 590 с.
- Ярмолюк В.В., Иванов В.Г., Коваленко В.И., Покровский Б.Г. (2003) Магматизм и геодинамика Южно-Байкальской вулканической области (горячей точки мантии) по результатам геохронологических, геохимических и изотопных (Sr, Na, O) исследований. *Петрология*. **11**(1), 3-34.
- Akinin V.V., Sobolev A.V., Ntaflos T., Richter W. (2005) Clinopyroxene megacrysts from Enmelen melanephelinitic volcanoes (Chukchi Peninsula, Russia): application to composition and evolution of mantle melts. *Contrib. Mineral. Petrol.* **150**, 85-101.

- Ashchepkov I.V., André L., Downes H., Belyatsky B.A. (2011) Pyroxenites and megacrysts from Vitim picrite-basalts (Russia): Polybaric fractionation of rising melts in the mantle? *J. Asian Earth Sci.* **42**, 14–37.
- Bindeman I.N., Ponomareva V.V., Bailey J.C., Valley J.W. (2004) Volcanic arc of Kamchatka: a province with high- $\Delta 18\text{O}$ magma sources and large-scale $18\text{O}/16\text{O}$ depletion of the upper crust. *Geochem. Cosmoch. Acta.* **68**, 841–865.
- Coote A., Shane P., Stirling C., Reid M. (2018) The origin of plagioclase phenocrysts in basalts from continental monogenetic volcanoes of the Kaikohe-Bay of Islands field, New Zealand: implications for magmatic assembly and ascent. *Contrib. Mineral. Petrol.* **173**, 14.
- Demonterova E.I., Ivanov A.V., Perepelov A.B. (2017) Late cenozoic volcanism of the Uda river area (eastern Sayan, Siberia): the first geochemical and isotopic data. *Геодинамика и Тектонофизика.* **8**(3), 445–448.
- Davidson J.P., Charlier B., Hora J.M., Perloth R. (2005) Mineral isochrons and isotopic fingerprinting: Pitfalls and promises. *Geology.* **33**(1), 29–32.
- Davidson J.P., Morgan D.J., Charlier B., Charlier B.L.A., Harlou R., Hora J.M. (2007) Microsampling and Isotopic Analysis of Igneous Rocks: Implications for the Study of Magmatic Systems. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences.* **35**, 273–311.
- Duffield W.A., Ruiz J. (1992) Compositional gradients in large reservoirs of silicic magma as evidenced by ignimbrites versus Taylor Creek Rhyolite lava domes. *Contrib. Mineral. Petrol.* **110**, 192–210.
- Edwards B.R., Russell J.K. (1996) Influence of magmatic assimilation on mineral growth and zoning. *The Canadian Mineral.* **34**, 1149–1162.
- Eiler J.M., (2001) Oxygen Isotope Variations of Basaltic Lavas and Upper Mantle Rocks *Rev. Mineral. and Geoch.* **43**(1), 319–364.
- Geist D.J., Myers J.D., Frost C.D. (1988) Megacryst–bulk rock isotopic disequilibrium as an indicator of contamination processes: The Edgumbe Volcanic Field, SE Alaska. *Contrib. Mineral. Petrol.* **99**, 105–112.
- Guo J.F., Green T.H., O'Reilly S.Y. (1992) Ba partitioning and the origin of anorthoclase megacrysts in basaltic rocks. *Mineral. Magaz.* **56**, 101–107.
- Higgins M.D., Chandrasekharam D. (2007) Nature of sub-volcanic magma chambers, Deccan Province, India: Evidence from quantitative textural analysis of plagioclase megacrysts in the Giant plagioclase basalts. *J. Petrol.* **48**(5), 885–900.
- Hildreth W. A critical overview of silicic magmatism, in Penrose Conference on Longevity and Dynamics of Rhyolitic Magma Systems, Mammoth, CA, 6–12 June 2001
- Ivanov A.V., Demonterova E.I., Perepelov A.B., Lebedev V., He H. (2015) Volcanism in the Baikal rift: 40 years of active-versus-passive model discussion. *Earth-Sci. Rev.* **148**, 18–43.
- Ionov D.A., O'Reilly S.Y., Ashchepkov I.V. (1995) Feldspar-bearing lherzolite xenoliths in alkali basalts from Hamar-Daban, southern Baikal region, Russia. *Contrib. Mineral. Petrol.* **122**, 174–190.
- Kushiro I. (2007) *Origin of magmas in subduction zones: a review of experimental studies.* Proceed. Japan. Acad., Series B. **83**, 1–15.
- Li W., Tao C., Zhang W., Liu J., Liang J., Liao S., Yang W. (2019) Melt inclusions in plagioclase macrocrysts at Mount Jourdanne, Southwest Indian Ridge ($\sim 64^\circ \text{E}$): Implications for an enriched mantle source and shallow magmatic processes. *Minerals.* **9**, 493.
- Litasov K.D., Taniguchi H. (2002) *Mantle evolution beneath Baikal rift.* Sendai, Japan: Center for Northeast Asian Studies. Tohoku University. CNEAS Monograph Series. **5**, 221 c.
- Lundstrom C., Boudreau A., Pertermann M. (2005). Diffusion–reaction in a thermal gradient: Implications for the genesis of anorthitic plagioclase, high alumina basalt and igneous mineral layering. *Earth Planet. Sci. Lett.* **237**(3–4), 829–854.
- McDonough W.F., Sun S.-S. (1995) The composition of Earth. *Chem. Geol.* **120**, 223–253.
- Pin C., Danielle B., Bassin C., Poitrasson F. (1994) Contaminant separation of strontium and samarium-neodymium for isotopic analysis in silicate samples, based on specific extraction chromatography. *Anal. Chem. Acta.* **299**, 209–217.
- Perini G. (2000) Sr-isotope and micro-isotope analyses of minerals: examples from some mafic alkaline potassic rocks. *Period. Mineral.* **69**, 107–124.
- Perepelov A., Kuzmin M., Tsypukova S., Shcherbakov Y., Dril S., Didenko A., Dalai-Erdene E., Puzankov M., Zhigilev A. (2020) Late Cenozoic Uguumur and Bod-Uul Volcanic Centers in northern Mongolia: mineralogy, geochemistry, and magma Sources. *Minerals.* **10**(7), 612.
- Renjith M.I. (2014) Micro-textures in plagioclase from 1994e1995 eruption, Barren Island Volcano: Evidence of dynamic magma plumbing system in the Andaman subduction zone Geosci. *Front.* **5**, 113–126.
- Sheth H. (2016) Giant plagioclase basalts: Continental flood basalt–induced remobilization of anorthositic mushes in a deep crustal sill complex. *GSA Bulletin.* **128**(5/6), 916–925.
- Sun S.-S., McDonough W.F. Eds. A.D. Sounders, M.J. Norry. (1989) Magmatism in the ocean basins. *Geol. Society Special Publ.* **42**, 313–345.
- Taylor H.P., Sheppard S.M.F. (1986) Igneous rocks: I. Processes of isotopic fractionation and isotope systematics. In: Valley J.W., Taylor H.P., O'Neil J.R. *Stable Isotopes in High Temperature Geological Processes* (Reviews in Mineralogy 16) Mineral. Soc. Am., Washington, 227–271.
- Tepley F.J.III, Davidson J.P., Clyne M.A. (1999) Magmatic Interactions as Recorded in Plagioclase Phenocrysts of Chaos Crags, Lassen Volcanic Center, California. *J. Petrol.* **40**(5), 787–806.
- Tepley F.J.III, Davidson J.P., Tilling R.I., Arth J.G. (2000) Magma mixing, recharge, and eruption histories recorded in plagioclase phenocrysts from El Chichon Volcano, Mexico. *J. Petrol.* **41**, 1397–1411.
- Vho A., Lanari P., Rubatto D. (2019) An Internally-Consistent Database for Oxygen Isotope Fractionation Between Minerals. *J. Petrol.* **60**, 11, 2101–2130.
- Zhao Z.F., Zheng Y.F. (2003) Calculation of oxygen isotope fractionation in magmatic rocks. *Chem. Geol.* **193**, 59–80.