-

_

Том 29, номер 1, 2021

Мафит-ультрамафитовые комплексы хребтов Стелмейт (Северо-Западная Пацифика) и Ширшова (Берингово море): геохимичесокое сходство и различие	
С. А. Силантьев, И. В. Кубракова, С. Н. Набиуллина	3
Вариации состава и степени плавления источника оливин-порфировых пород Камчатского Мыса (Восточная Камчатка): результаты геохимического моделирования содержаний рассеянных элементов в расплавах	
Н. Некрылов, А. А. Корнеева, Д. П. Савельев, Т. Н. Анциферова	19
Палеозойские щелочно-мафитовые интрузии Кузнецкого Алатау, их источники и условия образования расплавов	
В. В. Врублевский, И. Ф. Гертнер	31
Амазонитовые Li-F граниты REE-Nb-Zr-Th-U специализации: геохимия, минералогия, изотопная геохронология Тургинского массива в Восточном Забайкалье	
Л. Ф. Сырицо, А. А. Иванова, Е. В. Баданина, Е. В. Волкова	64
Термодинамическая модель флюидной системы H ₂ O–CO ₂ –NaCl при <i>P-T</i> параметрах средней и нижней коры	
М. В. Иванов, С. А. Бушмин	90
Форма выделений металлического железа в экспериментальных стеклах: не верь глазам своим?	
А. А. Борисов	104
Авторский указатель тома 28 за 2020 г.	110

УДК 552.11(265)

МАФИТ-УЛЬТРАМАФИТОВЫЕ КОМПЛЕКСЫ ХРЕБТОВ СТЕЛМЕЙТ (СЕВЕРО-ЗАПАДНАЯ ПАЦИФИКА) И ШИРШОВА (БЕРИНГОВО МОРЕ): ГЕОХИМИЧЕСОКОЕ СХОДСТВО И РАЗЛИЧИЕ

© 2021 г. С. А. Силантьев^{а, *}, И. В. Кубракова^а, С. Н. Набиуллина^а

а Институт геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского РАН, Москва, Россия

*e-mail: silantyev@geokhi.ru Поступила в редакцию 26.02.2020 г. После доработки 18.03.2020 г. Принята к публикации 21.05.2020 г.

Главная цель проведенного исследования заключалась в оценке содержания и характера распределения сильно сидерофильных и халькофильных элементов в образцах ультрамафитов, габброидов и базальтов, отобранных на хребтах Стелмейт (Северо-Западная Пацифика) и Ширшова (Берингово море) в ходе проведения 249-го рейса НИС "Зонне". Комплексы слагающих хребты магматических пород расположены по разные стороны от Алеутской островной дуги и могут нести важную информацию о веществе поглощаемой в зоне субдукции литосферы Северо-Западной Пацифики (хр. Стелмейт) и о продуктах супрасубдукционного магматизма и его источниках в задуговом бассейне Берингова моря (хр. Ширшова). Полученные новые данные о строении тихоокеанской литосферы, субдуцируемой под западный сегмент Алеутской островной дуги, свидетельствуют о том, что реальное строение северо-западного сегмента хр. Стелмейт не соответствует модели, предполагающей его принадлежность к каноническому типу океанической литосферы. Разрез литосферы этого региона включает мафит-ультрамафитовые комплексы, происхождение которых связано с эволюцией расплавов и мантийного субстрата, не связанных с мантийными резервуарами океанического типа. Вместе с тем предположенная в общепринятой модели (Lonsdale, 1988) тектоническая ремобилизация литосферы в районе хр. Стелмейт находит подтверждение по результатам драгирования, проведенного на станциях, расположенных на его северо-западном фланге. Тектонические вертикальные перемещения в этом регионе привели к совмещению блоков литосферы, сформированных, возможно, в контрастных геодинамических обстановках. Среди этих литосферных блоков могли присутствовать фрагменты магматических комплексов, образованных при супрасубдукционном магматизме и идентичных в изотопно-геохимическом отношении мафит-ультрамафитовой ассоциации пород хр. Ширшова, расположенного непосредственно к северу от северо-западного сегмента хр. Стелмейт и представляющего, скорее всего, реликт задугового центра спрединга.

Ключевые слова: геохимия ЭПГ, мантийные источники магматизма, задуговые центры спрединга, субдукция, хребет Стелмейт, хребет Ширшова

DOI: 10.31857/S0869590321010052

введение

Тектоническое положение хребтов Стелмейт и Ширшова делает их перспективными объектами для изучения процессов петрогенезиса, протекающих в различных геодинамических обстановках, реализующихся на конвергентных границах литосферных плит. Комплексы магматических пород, слагающих эти хребты, расположены по разные стороны от Алеутской островной дуги и могут нести важную информацию о веществе поглощаемой в зоне субдукции литосферы Северо-Западной Пацифики (хр. Стелмейт) и о продуктах супрасубдукционного магматизма и его источниках в задуговом бассейне Берингова моря (хр. Ширшова). Общепринятая в настоящее время картина геоди-

намической эволюции литосферы северо-западной части Тихого океана, важным геоструктурным элементом которой является хр. Стелмейт, реконструирована по геофизическим данным и подразумевает отмирание тихоокеанского центра спрединга Кула-Пацифик 43 млн лет назад, реликт несубдуцированного сегмента которого (Кула) примыкает с запада-юго-запада к Алеутскому желобу и ограничен на юге разломной зоной Стелмейт (Lonsdale, 1988). Согласно этому геодинамическому сценарию, разломная зона Стелмейт является северо-западным окончанием палеотрансформа Кула-Пацифик и включает расположенный внутри него олноименный поперечный хребет, образованный в результате тектонического взброса блока океанической литосферы мелового возраста вдоль трансформного разлома (Lonsdale, 1988). Первые сведения о строении и составе океанического фундамента в акватории хр. Стелмейт были получены в результате многочисленных драгирований, проведенных на различных сегментах хребта в 201-м и 249-м рейсах немецкого НИС "Зонне" (2009 и 2016 гг. соответственно). Изучение полученных в этих рейсах пород позволило предполагать, что на северо-западном окончании хр. Стелмейт наиболее распространенным петрографическим типом пород являются ультрамафиты (Силантьев и др., 2012, 2018; Краснова и др., 2013). Результаты петролого-геохимического изучения образцов, собранных в этом районе, показали, что ультраосновные породы северо-западного сегмента хр. Стелмейт являются преимущественно продуктами фракционной кристаллизации и близки в минералогическом и геохимическом отношении к представителям мафит-ультрамафитовых серий кумулятивного происхождения (Силантьев и др., 2018). Однако в работе (Краснова и др., 2013) приведены данные, свидетельствующие о присутствии среди ультраосновных пород хр. Стелмейт серпентинитов, развитых по реститогенным шпинелевым лерцолитам, испытавшим частичное плавление на разных уровнях глубинности мантии.

До проведения рейсов НИС "Зонне" в акватории Берингова моря данные о присутствии в пределах хр. Ширшова пород ультраосновного состава отсутствовали. При драгировании в центральной части хр. Ширшова были подняты образцы ультрамафитов, которые, как показали дальнейшие исследования (Силантьев и др., 2018), сильно варьировали по магнезиальности и, как и в случае ультраосновных пород хр. Стелмейт, были представлены, главным образом, пироксенитами кумулятивного происхождения. В (Силантьев и др., 2018) отмечалось сходство ассоциаций пород, драгированных в ходе проведения 249-го рейса НИС "Зонне" на хребтах Стелмейт и Ширшова. В обоих случаях драгированные породы могли бы составить практически полный разрез типичных для палеоколлизионных зон офиолитовых комплексов. Офиолитовый тип разреза, возможно, имеющий место в центральной части хр. Ширшова, не противоречит высказанному ранее предположению, что петрографический спектр пород, драгированных здесь (амфиболиты, габбро, долериты), относится к офиолитовой ассоциации. магматический протолит которой был сформирован в задуговом центре спрединга (Силантьев и др., 1985). Однако офиолитовый сценарий формирования возможного офиолитового геологического разреза северо-северо-западного окончания хр. Стелмейт противоречит существующим представлениям (Lonsdale, 1988) о геодинамической природе этого блока литосферы Северо-Западной Пацифики. Возможные тектонические сценарии, позволяющие реконструировать события, приведшие к образованию ассоциации пород, наблюдаемой в сегменте хр. Стелмейт, погружающемся в Алеутский глубоководный желоб, обсуждаются в (Силантьев и др., 2018). Бесспорно, любая геодинамическая альтернатива общепринятой концепции строения и состава тихоокеанской литосферы в непосредственной близости к Алеутской зоне субдукции требует дальнейшего накопления данных, которые могли бы быть использованы в качестве аргументов в ее пользу.

В продолжение исследований, направленных на геодинамическую интерпретацию петрологогеохимических особенностей пород мафит-ультрамафитовой ассоциации хребтов Стелмейт и Ширшова, главная цель настоящей работы заключалась в оценке содержания и характера распределения сильно сидерофильных и халькофильных элементов в образцах ультрамафитов, габброидов и базальтов, отобранных в ходе проведения 249-го рейса НИС "Зонне". Расположение станций драгирования показано на рис. 1. Изучение характера распределения меди, никеля, серы и элементов группы ЭПГ в отобранных для изучения образцах позволяет увереннее судить о геохимической и геодинамической природе расплавов, родительских для них, и о факторах петрогенезиса, определяющих существующие между ними различия.

МАТЕРИАЛ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Предметом изучения послужила коллекция, состоящая из 26 образцов, включающая 13 ультраосновных пород, 8 габбро и 5 базальтов и диабазов (табл. 1). Ультраосновные породы, отобранные как на хр. Стелмейт, так и на хр. Ширшова, представлены образцами, варьирующими в структурном отношении от сильно деформированных полосчатых разновидностей до типичных петельчатых серпентинитов. Во многих образцах серпентинитов сохранились реликты первичных шпинели, клино- и ортопироксена, реже оливина. Протолитом серпентинитов являлись, главным образом, клинопироксениты, оливиновые клинопироксениты, оливиновые вебстериты и верлиты (Силантьев и др., 2018). Габброиды, как и серпентитниты, обнаруживают разную степень деформационного воздействия. Среди них присутствуют практически неизмененные лейкократовые габбро с характерной аллотриоморфнозернистой структурой (обр. DR47-1, 2^1), слабоизмененные оливи-

¹ Здесь и далее номера станций драгирования 249-го и 201-го рейсов НИС "Зонне" обозначаются как So249-DR45,47,112 или So201-DR37, а номера образцов, как, например, DR45-1 (обр. DR45-1 получен на станции драгирования So249-DR45).



5



Рис. 1. Расположение станций драгирования 249-го рейса НИС "Зонне".

новые габбро (обр. DR45-14), уралитизированные офитовые габбро (обр. DR47-20) и габброиды, испытавшие синтектоническую перекристаллизацию (обр. DR45-9, DR47-17). Вулканические и субвулканические породы в изученной коллекции представлены свежими базальтами с неизменной интерсертальной структурой основной массы породы (обр. DR45-22, DR47-24) или диабазами, в различной степени сохранившими признаки долеритовой структуры (обр. DR45-28, DR47-21, DR112-13, DR112-14). Образец DR47-24 в петрографическом отношении является типичным пикритовым базальтом и сложен крупными фенокристами оливина, шестоватыми агрегатами плагиоклаза и выделениями шпинели неправильной формы. Детальная информация о петролого-геохимических особенностях всех пород в табл. 1 представлена в (Силантьев и др., 2018, 2019).

Содержания элементов группы платины (ЭПГ) и некоторых халькофильных элементов были определены в ГЕОХИ РАН методами МС-ИСП и АЭС-ИСП. Методики анализа подробно описаны в (Кубракова и др., 2020). Подготовка проб массой 0.5–1 г состояла в их кислотном разложении (HCl, HF, HNO₃) с последующим доплавлением остатка с пероксидом натрия. Для ЭТААС платину, палладий и золото концентрировали на порошкообразном комплексообразующем сорбенте ПОЛИОРГС-IV (Россия), который анализировали в виде водной суспензии (атомно-аб-

Electron Corp. UK) с зеемановской коррекцией фонового поглощения; $\lambda = 265.9, 247.6, 242.8$ нм). ПрО: Au, Pd – 1 нг/г, Pt – 2.5 нг/г. Для ВР-МС-ИСП определения ЭПГ и золото отделяли на катионообменной смоле AG50W × 8 (Bio Rad, USA). Pacтворы анализировали на спектрометре высокого разрешения Element XR (Finnigan MAT, Германия) с внешней градуировкой. Использовали изотопы ¹⁰²Ru, ¹⁰⁶Pd, ¹⁹¹Ir, ¹⁹⁵Pt, ¹⁹⁷Au, ¹⁰³Rh и режим "среднее разрешение". Пределы обнаружения элементов (в пересчете на исходное вещество) составляли Ir -0.1, Rh – 0.5, Ru – 0.5, Pt – 0.5, Pd – 1.0 нг/г. Правильность результатов подтверждена данными, полученными для стандартного образца состава TDB-1 (Diabase Rock PGE Reference Material, CANMET), а также образцов международной программы тестирования геоаналитических лабораторий GeoPT (перидотит ОРУ-1, гарцбургит HARZ-01), которые были проанализированы одновременно с исследуемыми образцами.

сорбционный спектрометр Solaar MOZ (Thermo

ГЕОХИМИЯ ЭЛЕМЕНТОВ ГРУППЫ ПЛАТИНЫ В ИЗУЧЕННЫХ ПОРОДАХ

Базальты и диабазы

Содержания элементов группы платины (ЭПГ) и некоторых сидерофильных, халькофильных и литофильных элементов в образцах из изученной коллекции приведены в табл. 2. Характер распределе-

гаолица I. Петрографическ	ие типы изучен	нных пород и к	соординаты станции драгирования
Станция/образец	с.ш.	в.д.	Порода
		Хребет Ст	телмейт
So249-DR45-1	52°39′	169°41′	Серпентинит
So249-DR45-2	52°39′	169°41′	Полосчатый серпентинит (апопирксенитовый)
So249-DR45-5	52°39′	169°41′	Серпентинит (апопироксенитовый)
So249-DR45-6	52°39′	169°41′	Серпентинит
So249-DR45-9	52°39′	169°41′	Катаклазированный габброид

169°41′

169°41′

52°39′

52°39'

Таблица агирования

So249-DR45-28	52°39′	169°41′	Диабаз
So201-DR37-12	51°17′	169°49′	Серпентинит (аполерцолитовый)
So201-DR37-13	51°17′	169°49′	Серпентинит (аполерцолитовый)
So249-DR47-1	52°39′	169°41′	Лейкократовое офитовое габбро
So249-DR47-2	52°39′	169°41′	Офитовое габбро
So249-DR47-6	52°39′	169°41′	Серпентинит (по оливиновому клинопироксениту)
So249-DR47-9	52°39′	169°41′	Серпентинит (по оливиновому клинопироксениту)
So249-DR47-17	52°29′	169°39′	Перекристаллизованный ультраосновной кумулат
So249-DR47-20	52°29′	169°39′	Грубозернистое габбро
So249-DR47-21	52°29′	169°39′	Диабаз
So249-DR47-24	52°29′	169°39′	Пикритовый базальт
	Į.	Хребет	Ширшова
So249-DR112-1	58°47′	170°	Серпентинизированный пироксенит
So249-DR112-2	58°47′	170°	Серпентинизированный пироксенит
So249-DR112-5	58°47′	170°	Серпентинизированный пироксенит
So249-DR112-6	58°47′	170°	Серпентинизированный оливиновый пироксенит
So249-DR112-21	58°47′	170°	Серпентинизированный оливиновый вебстерит
So249-DR112-22	58°47′	170°	Апогарцбургитовый серпентинит
So249-DR112-24	58°47′	170°	Серпентинит (по оливиновому пироксениту)
So249-DR112-23	58°47′	170°	Кумулятивное меланократовое габбро
So249-DR112-13	58°47′	170°	Диабаз

Диабаз

ния содержания этих элементов в породах мафитультрамафитовой ассоциации хребтов Стелмейт и Ширшова содержит полезную информацию для решения задач, важных в контексте реконструкции геодинамической позиции изученных комплексов пород. В первую очередь предполагалось выяснить, существуют ли различия в характере распределения ЭПГ между породами из изученных мафит-ультрамафитовых ассоциаций и, если различия имеют место, то с какими факторами петрогенезиса они связаны. Очевидный интерес представляет использование полученных данных для ответа на вопрос, существуют ли генетические связи между изученными плутоническими и вулканическими породами.

58°47'

170°

Ранее предполагалось (Силантьев и др., 2019), что характер распределения редкоземельных элементов в изученных базальтах, диабазах и габбро хребтов Стелмейт и Ширшова позволяет выделять среди них представителей двух магматических серий. Одна из них включает породы, относящиеся к продуктам супрасубдукционного магматизма. Другая группа образцов обнаруживает геохимические параметры, свойственные вулканическим и плутоническим производным семейства MORB. Примечательно, что в случае хр. Стелмейт на обеих станциях драгирования (So249-DR45и So249-DR47 на рис. 2) представители этих двух магматических серий, контрастных в геодинамическом отношении, тесно ассоциируют. Рисунок 2 наглядно демонстрирует эту особенность изученных вулканических и субвул-

Крупнозернистое габбро

Базальт

So249-DR45-14

So249-DR45-22

So249-DR112-14

Таблица 2. Sm/Nd и N	. Содержан AgO/SiO ₂ в	ния элемен: породах м	тов группы афит-ультр	платины, н амафитово	некоторых й ассоциан	халькофил ции хребтов	ьных и нес стелмейт	совместимь и Ширшоі	IX элементс за	ов, а также	значения і	зеличины о	тношений
Элементы	DR45-22	DR45-28	DR45-9	DR45-14	DR45-1	DR45-2	DR45-5	DR45-6	DR47-21	DR47-24	DR47-1	DR47-2	DR47-17
Ir	3.50	0.20	7.00	1.70	4.43	6.03	2.95	pu	0.90	1.10	2.23	1.10	2.15
Ru	0.10	4.80	2.00	1.70	10.20	7.10	7.28	pu	0.53	1.34	3.59	4.31	0.96
Pt	10.70	15.00	15.40	57.40	21.20	40.00	32.50	52.00	9.90	16.54	16.20	71.49	4.43
Pd	1.40	0.50	\leq	3.70	4.18	42.00	173.25	49.95	0.05	1.00	≤ 1	≤ 1	1.28
Au	2.10	2.00	3.11	3.70	12.55	21.40	114.75	44.75	4.66	3.15	4.20	5.62	4.82
Ag	0.07	0.04	0.05	0.07	0.09	0.01	0.00	0.04	0.15	0.08	0.06	0.13	0.16
Cu	131.00	30.00	75.20	83.90	268.18	487.00	330.49	195.08	96.30	57.00	69.20	60.20	30.70
ïz	308.00	204.00	318.00	25.00	949.40	1518.00	1692.00	1108.00	140.00	283.00	124.00	101.00	251.67
S	175.00	35.30	62.10	96.80	177.00	287.00	213.00	178.00	1438.00	1049.00	58.80	64.80	3207.00
Y	22.90	34.00	30.30	13.90	4.68	3.34	2.15	pu	10.00	18.00	1.04	pu	pu
Sc	32.00	pu	35.90	41.70	9.15	18.35	12.99	pu	pu	nd	42.00	pu	pu
Sr	240.00	165.00	76.20	155.00	37.10	18.00	85.00	pu	261.00	221.00	5.70	pu	pu
Sm	3.20	5.01	5.24	1.09	1.59	0.25	0.20	pu	1.38	1.88	0.49	0.93	0.64
ΡN	10.40	16.70	18.27	2.70	6.79	0.70	0.69	pu	4.41	4.58	1.75	2.32	2.54
Sm/Nd	0.31	0.30	0.29	0.40	0.24	0.36	0.29	pu	0.31	0.41	0.28	0.40	0.25
MgO/SiO ₂	pu	pu	pu	pu	0.82	0.58	0.77	0.85	pu	pu	pu	pu	pu
Элементы	DR47-20	DR47-6	DR47-9	DR112-13	DR112-14	DR112-23	DR112-1	DR112-2	DR112-5	DR112-6	DR112-21	DR112-22	DR112-24
Ir	2.18	4.03	4.30	6.53	1.11	3.77	2.29	3.03	1.53	1.72	1.50	3.79	4.12
Ru	1.70	4.20	3.60	1.49	1.49	7.05	6.54	22.24	7.54	4.75	35.66	2.10	3.55
Pt	17.95	11.00	60.00	283.53	18.32	35.00	20.00	273.00	754.00	215.00	223.00	278.00	116.00
Pd	2.73	8.10	9.62	<1	1.65	2.70	3.90	4.45	21.70	3.20	3.90	6.72	16.25
Au	7.11	8.00	7.50	1.51	5.88	12.80	23.00	6.72	22.75	40.12	5.42	7.50	5.92
Ag	0.08	0.16	1.30	0.06	0.07	0.07	0.04	0.04	0.33	0.05	0.01	0.03	0.03
Cu	46.10	2.47	1.14	45.30	10.01	9.93	22.60	8.52	6.29	6.07	11.12	7.66	5.53
Ż	96.67	2388.00	2093.00	42.50	113.33	181.00	467.00	726.00	729.00	891.00	312.00	729.00	1296.00
S	50.30	706.00	516.00	44.90	73.80	68.20	213.00	150.00	134.00	189.00	36.60	201.00	165.00
Y	2.24	0.80	pu	39.46	4.64	nd	3.31	2.00	1.41	1.25	3.51	1.00	2.69
Sc	10.00	11.00	pu	39.30	56.60	71.00	50.23	38.96	35.55	30.18	67.12	21.01	5.00
Sr	264.00	6.00	pu	76.00	361.00	300.00	36.00	18.60	21.60	25.80	42.00	6.90	258.00
Sm	0.31	0.02	pu	6.23	1.07	1.42	0.47	0.28	0.23	0.23	0.53	0.17	0.18
Nd	1.04	0.08	pu	18.06	3.25	3.81	1.17	0.66	0.55	0.54	1.27	0.46	0.39
Sm/Nd	0.30	0.25	pu	0.34	0.33	0.37	0.40	0.42	0.42	0.41	0.42	0.37	0.46
MgO/SiO ₂	pu	0.83	0.90	pu	nd	0.34	0.50	09.0	0.61	0.56	0.47	0.76	0.75
Примечани несовмести	е. Здесь и в мых элемен	табл. 3: nd – тов в изучен	- элемент не ных породах	определялся с представлен	г; содержани ны в (Силан	іе элементов тьев и др., 2(t Ir, Ru, Pt, I 118, 2019).	Рd, Au даны	в ррb, остал	ьные – в рр.	т. Данные с	о содержани	и главных и

МАФИТ-УЛЬТРАМАФИТОВЫЕ КОМПЛЕКСЫ ХРЕБТОВ СТЕЛМЕЙТ

7



Рис. 2. Вариации содержания Y и величины отношения Sr/Y в базальтах и диабазах хребтов Стелмейт (DR45-22, DR45-28, DR47-21, DR47-24) и Ширшова (DR112-13, DR112-14).

Для сравнения показаны точки составов базальтов Восточно-Тихоокеанского поднятия (ВТП) и Алеутской островной дуги по (Костицын, 2004), бонинитов Идзу-Бонинской островной дуги по (Li et al., 2013) и глубоководных осадков Алеутского желоба по (Plank, Langmuir, 1998).

канических пород. Как следует из данного рисунка, по содержанию Y и величине отношения Sr/Y некоторые образцы базальтов, добытые на ст. So249-DR47 (см. рис. 2), также близки полю составов типичных представителей бонинитовой серии.

Вариации содержания меди и серы в базальтах и диабазах хребтов Ширшова и Стелмейт, представленные на рис. 3 и в табл. 2, с одной стороны, подтверждают предположение о возможной островодужной природе некоторых базальтоидов и габбро, драгированных на ст. So249-DR45 и So249-DR112. С другой стороны, породы, поднятые на ст. So249-DR47, с равной степенью вероятности могут относиться к продуктам магматизма задуговых бассейнов или к базальтам срединно-океанических хребтов (MORB). Следует заметить, что, судя по рис. 3, базальты задуговых бассейнов в отношении характера распределения содержания меди и серы практически не отличаются от MORB. Вместе с тем, судя по данным, приведенным в (Миронов, Портнягин, 2018), средний состав первичных супрасубдукционных расплавов (например, Толбачинского Дола – Восточный вулканический фронт



Рис. 3. Вариации содержания Си и S в базальтах и диабазах хребтов Стелмейт (DR45-22, DR45-28, DR47-21, DR47-24) и Ширшова (DR112-13, DR112-14). Показаны также точки состава MORB по (Yi et al., 2000; Barnes, Lightfoot, 2005; Forrest et al., 2017), IAB (базальты островных дуг) и BABB (базальты задуговых бассейнов) по (Keller et al., 2008) и бонинитов о-ва Бонин по (Valetich et al., 2018).

Камчатки) характеризуется существенно более высокой концентрацией меди, чем в родительских для MORB расплавах (рис. 3).

Судя по характеру распределения концентраций Ni, Pt, Pd и Cu, нормированных к мантии, базальты и габбро, драгированные на хр. Стелмейт, близки к спектрам распределения этих элементов для MORB (рис. 4a, 4б), хотя, в случае образцов со ст. So249-DR45, имеют более высокие содержания Pt. Pd и Cu. Картина распределения ЭПГ. Ni и Си, наблюдаемая в диабазах и габбро хр. Ширшова (рис. 4в), демонстрирует, что спектр нормализованных содержаний этих элементов в обр. DR112-13 (диабаз) напоминает спектр, свойственный MORB. Однако образцы DR112-14 (диабаз) и DR112-23 (габбро) близки по составу к габбро из расслоенных комплексов урало-аляскинского типа, характерных для палеоколлизионных зон.

О ковариациях содержаний Cu, Ni и S в изученных породах можно судить по рис. 5. Этот рисунок демонстрирует отмеченную выше гетерогенность вулканических и субвулканических пород хр. Стел-



Рис. 4. Характер распределения элементов группы ЭПГ и никеля и меди, нормированных к примитивной мантии, по (Barnes, Maier, 1999), в габброидах, диабазах и базальтах, драгированных на хр. Стелмейт (а – ст. So249-DR45, б – ст. So249-DR47) и хр. Ширшова (в – ст. So249-DR112).

ПЕТРОЛОГИЯ том 29 № 1 2021



Рис. 5. Вариации содержаний Cu, Ni и S в породах мафит-ультрамафитовой ассоциации хребтов Стелмейт и Ширшова.

Показаны также поля составов MORB по (Yi et al., 2000); абиссальных перидотитов (AP) по (Силантьев и др., 2016); ВАВВ – базальтов задуговых бассейнов, IAB – базальтов островных дуг по (Keller et al., 2008); кумулятивных пород расслоенного комплекса уралоаляскинского типа по (Ashley et al., 2012). Состав деплетированной мантии (DM) приведен по (Salters, Stracke, 2004).

мейт, проявленную в присутствии здесь продуктов вулканизма, характерных для океанических (MORB) и задуговых (BABB) центров спрединга (обр. DR47-21, DR47-24) и близких по составу к базальтам островных дуг (IAT) – обр. DR45-22. Состав базальта (обр. DR45-28), возможно, близок к вулканитам внутриплитного типа, включающим OIB. В пользу этого предположения свидетельствуют изотопно-геохимические данные, приведенные в (Силантьев и др., 2019). Составы габброидов хр. Стелмейт в координатах рис. 5 сильно варьируют по содержанию серы и меди, в то время как габбро хр. Ширшова попадает в поле состава абиссальных перидотитов, включающее также точки состава кумулятивных пород мафитультрамафитовой ассоциации урало-аляскинского типа.

Ультрамафиты

Дискриминационная диаграмма на рис. 6 (Garuti et al., 1997) позволяет прийти к заключению,



Рис. 6. Вариации отношений Pt/Pt* и Pd/Ir в изученных ультраосновных породах хребтов Стелмейт и Ширшова.

Показаны также точки составов ультрамафитов урало-аляскинского типа по (Garuti et al., 1997). Тренды частичного плавления и магматического фракционирования и формула расчета величины $Pt/Pt^* =$ = $(Pt/8.3)/[(Rh/1.6) \times (Pd/4.4)]^{1/2}$ приведены по (Garutti et al., 1997).

что большая часть образцов ультраосновных пород, драгированных на станциях So249-DR47 (хр. Стелмейт) и So249-DR112 (хр. Ширшова), относится к представителям расслоенных мафит-ультрамафитовых комплексов урало-аляскинского типа, как и было описано в (Силантьев и др., 2018, 2019). Возможно, ультрамафиты кумулятивного происхождения присутствуют также и на ст. So249-DR45, однако, следует заметить, что точка состава обр. DR45-1, драгированного на северозападном окончании хр. Стелмейт, лежит вблизи мантийного тренда частичного плавления и состава мантийного лерцолита, драгированного в 201-м рейсе НИС "Зонне" на хр. Стелмейт примерно в 50 милях к юго-западу (ст. So201-DR37).

Ультрамафиты, отобранные как на ст. So249-DR47 хр. Стелмейт, так и на хр. Ширшова, обладают содержаниями никеля, платины, палладия, золота и меди, близкими к характерным для ультраосновных пород кумулятивных серий уралоаляскинского типа (рис. 7б). Однако эти породы обнаруживают абсолютные содержания платины и золота, заметно превосходящие таковые в хорошо изученных пироксенитах, верлитах и дунитах Урала, данные по которым приведены в (Garuti et al., 1997). Особенно контрастно это отличие проявлено в породах хр. Ширшова. Максимальное со-

держание палладия, наблюдаемое в обр. DR47-6 (рис. 7б), вероятно, отражает присутствие пентландита в этой породе. Примечательно, что все образцы ультраосновных пород со ст. So249-DR45 обнаруживают более высокие значения содержания меди и золота как по сравнению с представителями мафит-ультрамафитовой ассоциации урало-аляскинского типа, так и с абиссальными перидотитами (рис. 5 и 7а). Причем, характер спектра распределения нормализованных к примитивной мантии содержаний Pt, Pd, Au и Cu в ультрамафитах ст. So249-DR45 очень напоминает спектры, типичные для метасоматизированных мантийных пород палеоколлизионных зон, которые приведены в (Holwell et al., 2019). Картина распределения ЭПГ, Аи и Си, наблюдаемая на рис. 7а, судя по данным, представленным в (Holwell et al., 2019), предполагает участие в формировании ультраосновного субстрата ст. So249-DR45 резервуара SCLM (субконтинентальная литосферная мантия). Ультраосновные породы со ст. So249-DR45 и So201-DR37, обнаруживающие повышенное содержание меди, близки по составу к абиссальным перидотитам, импрегнированным магматическими расплавами. Эти породы отклоняются от поля состава "стерильных" абиссальных перидотитов таким же образом, как, например, изученные в (Ciazela et al., 2018) мантийные перидотиты осевой зоны Срединно-Атлантического хребта, характеризующиеся отчетливыми минералогическими и геохимическими признаками взаимоодействия с магматическим расплавом. В пользу подобного сценария говорит то обстоятельство, что существенная часть изученных к настоящему времени образцов абиссальных перидотитов содержит прожилки габброидов. Следует заметить, что наблюдаемые вариации содержания серы в образцах ультрамафитов хр. Ширшова и ст. So-DR249-45 хр. Стелмейт, очевидно, преимущественно отражают процессы фракционирования родительского расплава или взаимодействия ультраосновного субстрата с чужеродным магматическим расплавом. В пользу этого предположения говорит отчетливо проявленная корреляция между содержаниями серы и железа в этих породах. Сложнее интерпретировать вариации содержания серы в ультраосновных породах ст. So249-DR47. В образцах с этой станции содержание серы не обнаруживает корреляции с содержанием железа, но коррелируется с содержанием никеля. Это может служить подтверждением высказанного выше предположения о пентландитовой минерализации в обр. DR47-6.

Как следует из табл. 2, содержание серы в ультрамафитах ст. So249-DR47 (обр. DR47-6) достигает 706 г/т. Столь высокое содержание серы характерно для полностью серпентинизированных океанических перидотитов (Alt et al., 2007). В работе (Klein, Bach, 2009) предполагалось, что накопление



Рис. 7. Характер распределения элементов группы ЭПГ никеля, меди и золота, нормированных к примитивной мантии по (Barnes, Maier, 1999), в ультраосновных породах, драгированных на хребте Стелмейт (а – ст. So249-DR45, б – ст. So249-DR47) и хребте Ширшова (в – ст. So249-DR112).

Для сравнения на рисунках, расположенных слева, показаны спектры распределения нормированных к примитивной мантии содержаний ЭГП, Ni, Cu, Au, характерные для абиссальных перидотитов; на рисунках, расположенных справа, — для ультрамафитов урало-аляскинского типа.

ПЕТРОЛОГИЯ том 29 № 1 2021



Рис. 8. Вариации отношений S и Cl в абиссальных перидотитах (а) и S и величины отношения MgO/SiO₂ (б) в абисссальных перидотитах и ультраосновных породах хребтов Стелмейт и Ширшова. Условные обозначения те же, что на рис. 6. Стрелка-

ми обозначены возможные тренды фракционной кристаллизации и степени серпентинизации ультрамафитов. Использованные составы абиссальных перидотитов приведены в табл. 3.

серы в интенсивно серпентинизированных перидотитах дна океана связано с ее выносом из первичных сульфидов мантийного субстрата, переносом "фронтом серпентинизации", который трассирует перемещение гидротермально флюида, ответственного за серпентинизацию, и ее переотложением в породах, в которых степень серпентинизации достигает максимальных значений. Правдоподобность этого механизма наглядно демонстрирует рис. 8, на котором представлены сопряженные вариации содержания хлора и серы (рис. 8а) и величины параметра MgO/SiO₂ (рис. 86), отражающие степень серпентинизации абиссальных перидотитов (см. также табл. 3). Вариации отношения MgO/SiO₂ в ультрамафитах расслоенных комплексов соответствуют также тренду фракционной кристаллизации. Однако, как видно из рис. 8б. тренды магматической и метаморфической эволюции состава ультрамафитов в использованных координатах отчетливо различаются. Следует заметить, что тренд, описывающий на рис. 8б изменение степени серпентинизации абиссальных перидотитов, определяется геохимическими эффектами, не связанными с вариациями модального содержания оливина в породе, а отражает привнос водным флюидом SiO₂ в ультраосновные породы при их серпентинизации (например, Malvoisin, 2015) и вынос серы из первичных сульфидов мантийного субстрата с ее переотложением в породах, в которых степень серпентинизации достигает максимальных значений (Klein, Bach, 2009). И.В. Кубракова с соавторами (2019) на основании результатов динамических экспериментов вода-порода с использованием природных образцов показали, что в ходе низкотемпературного преобразования абиссальных перидотитов Pd характеризуется существенно более высокой подвижностью чем Pt. Рисунок 9 демонстрирует ковариацию величины отношения Pt/Pd и содержания серы для в различной степени серпентинизированных абиссальных перидотитов, характер которой подтверждает это предположение.

ВОЗМОЖНАЯ ПРИРОДА ИСТОЧНИКОВ МАГМАТИЗМА, УЧАСТВОВАВШИХ В ОБРАЗОВАНИИ МАФИТ-УЛЬТРАМАФИТОВЫХ КОМПЛЕКСОВ ХРЕБТОВ СТЕЛМЕЙТ И ШИРШОВА

Приведенные выше данные о характере распределения элементов группы платины и некоторых халькофильных элементов в мафит-ультрамафитовых комплексах хребтов Стелмейт и Ширшова позволяют дополнить полученные в (Силантьев и др., 2019) сведения о возможном составе источников их родительских расплавов. Наиболее контрастно геохимическое различие между изученными ультрамафитами проявлено в поведении меди, аномально высокое содержание которой установлено в породах ст. So249-DR45 (рис. 10а). Вариации содержания меди в ультраосновных породах хребтов Стелмейт и Ширшова, в отличие от содержания серы, не обнаруживают закономерных корреляций с индикаторами степени их изменения (например, величиной ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr). Однако, как следует из рис. 10б, аномально обогашенные медью ультрамафиты хр. Стелмейт характеризуются изотопным составом неодима, резко от-

	1	2	3	4	5	6	7	8
Элементы	16ABP56-76	34L64-2	34L68-4	34L137-1	SeDR3-2-6	SeDR5-2	SeDR6-1-25	SeDR8-7-28
Ir	nd	0.80	1.10	2.20	nd	nd	nd	nd
Pt	6.00	2.00	6.00	2.00	13.00	6.00	4.00	16.00
Pd	6.00	8.00	33.00	1.00	31.00	1.00	1.00	5.00
Au	9.00	89.00	8.00	15.00	21.00	18.00	4.00	20.00
Cu	9.00	1.00	16.00	56.00	30.00	12.00	31.00	150.00
Ni	1500.00	1800.00	2000.00	1800.00	2500.00	1900.00	2200.00	1300.00
S	450.00	250.00	440.00	490.00	800.00	360.00	410.00	590.00
Cl	480.00	510.00	810.00	630.00	770.00	570.00	530.00	580.00
MgO/SiO ₂	0.95	0.99	1.00	0.97	0.89	1.01	0.98	0.93

Таблица 3. Содержания элементов группы платины, некоторых халькофильных элементов и хлора, а также значения величины отношения MgO/SiO₂ в абиссальных перидотитах

Примечание. Все образцы отобраны в осевой зоне Срединно-Атлантического хребта (САХ). 1 – гарцбургит (САХ, 15°30' с.ш.); 2–4 – гарцбургиты (САХ, 15°30' с.ш.); 5, 6 – гарцбургиты (САХ, 12°58' с.ш.); 7 – гарцбургит (САХ, 14°41' с.ш.); 8 – дунит (САХ, 14°45' с.ш.).

личным от свойственного резервуару DM. Низкие значения величины 143 Nd/ 144 Nd, наблюдаемые в некоторых серпентинитах срединно-океанических хребтов, могут указывать на длительное экспонирование этих пород на поверхности океанического дна (например, Delacour et al., 2008). Однако ультрамафиты ст. So249-DR45 не обнаруживают признаков низкотемпературных изменений, сопутствующих этой обстановке. Близкие к ним в геохимическом отношении аполерцолитовые серпентиниты ст. So249-DR37, возможно, экспонировались некогда над уровнем моря и не имеют отчетливых признаков низкотемпературного подводного выветривания (Силантьев и др., 2012).

С одной стороны, величина Sm/Nd в мантийном рестите возрастает с увеличением степени плавления (Faure, 1986). С другой стороны, взаимодействие мантийного субстрата с просачивающимся сквозь него расплавом может провоцировать повторное обогащение мантийного вещества и приводить к существенному уменьшению величины отношения Sm/Nd. Выше было продемонстрировано сходство состава ультрамафитов ст. So249-DR45 с составом абиссальных перидотитов, импрегнированных базальтовым расплавом. Таким образом, можно предполагать, что вариации Sm/Nd отношения, наблюдаемые в этих поролах. связаны с магматическим взаимолействием. а не с частичным плавлением ультраосновного субстрата. В пользу этого механизма свидетельствует также различия в значениях величины $^{143}Nd/^{144}Nd$, наблюдаемые в ряду образцов ультрамафитов, отобранных на ст. So249-DR45. Изотопный состав ультраосновного субстрата, представленного обр. DR45-1, не позволяет относить эту породу к семейству абиссальных перидотитов. Изотопный состав неодима в этом образце присущ породам

ПЕТРОЛОГИЯ том 29 № 1 2021

древнего корового субстрата, не имеющего отношения к мантийным резервуарам, продуцирующим MORB: $\varepsilon_{Nd} = -2.2$ (рис. 106, 116, табл. 2). Представленные выше данные могут свидетельствовать о том, что в строении блока литосферы, погружающейся в Алеутский глубоководный желоб в районе станции драгирования So249-DR45, принимают участие ультраосновные породы древнего возраста, которые в ходе своей эволюции испытали магматическое или метасоматиче-



Рис. 9. Ковариация величины отношений Pt/Pd и содержания серы в абиссальных перидотитах и ультраосновных породах со ст. So249-DR47 хр. Стелмейт. Условные обозначения те же, что на рис. 6. Стрелкой обозначен возможный тренд степени серпентинизации ультрамафитов.



Рис. 10. Ковариации в изученных ультрамафитах содержания меди и отношения MgO/SiO_2 (а) и величины изотопного отношения $^{143}Nd/^{144}Nd$ (б).

Точки составов МОRВ Восточно-Тихоокеанского поднятия (ВТП) – крестики, вулканической Алеутской островной дуги – косые крестики, приведены по (Костицын, 2004). Данные об изотопном составе Nd в изученных образцах приведены в (Силантьев и др., 2019). Условные обозначения те же, что на рис. 2–5.

ское преобразование. Возможно, подобная ситуация имела место также в районе ст. So201-DR37, на которой ранее были драгированы ультраосновные породы со сходными геохимическими особенностями. Полученные результаты, как следует из рис. 11а, не противоречат высказанному в (Краснова и др., 2013; Силантьев и др., 2019) предположению о том, что магматические расплавы, влиянию которых подвергался этот аномальный ультраосновной субстрат, были связаны с тем же источником, что и наиболее древние вулканические постройки Гавайско-Императорской цепи.

Геохимические параметры ультраосновных пород, драгированных на ст. So249-DR47, с одной

стороны, роднят их с кумулятивными ультрамафитами урало-аляскинского типа, с другой — по ряду особенностей (содержания S, Ni, величина MgO/SiO) они близки к абиссальным перидотитам. Следует заметить, что практически все образцы ультраосновных пород этой станции представлены в различной степени милонитизированными разновидностями, что подтверждает высказанное ранее предположение о расположенной вблизи этой станции драгирования разломной зоне. Возможно, в этой акватории пространственно совмещены различные в геохимическом и геодинамическом отношении ультраосновные породы. К сожалению, как уже было отмечено выше, определить изотоп-



Рис. 11. Ковариации изотопного состава неодима (а), величины отношения Sm/Nd (б) и содержания меди в изученных породах.

Шестиконечные звездочки — состав базальтов подводных гор Детройт и Мейджи из Гавайско-Императорской вулканической цепи (HEVC), по (Regelous et al., 2003). Условные обозначения те же, что на рис. 2–5.

ные маркеры геодинамического режима формирования этих пород не удалось из-за очень низкого содержания в них Nd.

Все приведенные в настоящей статье данные об изотопно-геохимических характеристиках ультраосновных пород хр. Ширшова убедительно продемонстрировали их принадлежность к мафит-ультрамафитовой ассоциации, типичной для палеоколлизионных зон. Таким образом, предположение об образовании мафит-ультрамафитовой ассоциации хр. Ширшова в задуговом центре спрединга, высказанное в (Силантьев и др., 1985, 2018), получило подтверждение. Близость изотопного состава Nd в этих породах ($\varepsilon_{Nd} = 7.7-9.6$)

ПЕТРОЛОГИЯ том 29 № 1 2021

к резервуару DM позволяет предполагать, что источником родительских для них расплавов послужило вещество мантийного клина. Возможным представителем субстрата мантийного клина является обр. DR112-24, который представлен апогарцбургитовым серпентинитом, характеризующимся низким содержанием Sc и высокими содержанием Ni и отношениями Sm/Nd, MgO/SiO₂, ⁸⁷Sr^{/86}Sr

Рассмотренные в настоящей работе данные о характере распределения меди, никеля, серы и ЭПГ в базальтоидах и габбро хребтов Стелмейт и Ширшова, так же как вариации в них изотопного состава Nd, позволяют более уверено судить о возможных генетических связях между изучен-

ными плутоническими и вулканическими породами. Установлена отчетливая сопряженная гетерогенность вулканических и плутонических пород, драгированных на ст. So249-DR45 (хр. Стелмейт), проявленная в присутствии здесь двух контрастных в геохимическом отношении мафит-ультрамафитовых ассоциаций, одна из которых не связана с деплетированным источником DM, продуцирующими MORB (ультрамафиты: DR45-1, 2, 5, 6; габбро: DR45-9; базальты: DR45-22). Другая ассоциация пород этой станции была сформирована в процессе эволюции магматических расплавов, отделившихся от источника DM (габбро: обр. DR45-14; базальт: обр. DR45-28). В геодинамическом отношении последняя ассоциация пород в равной степени вероятности может включать продукты магматизма, характерные как для океанических, так и для задуговых центров спрединга. Ультрамафиты, габброиды и базальты ст. So249-DR47 (хр. Стелмейт) образуют однородную группу, родительские расплавы для которой, судя по приведенным геохимическим данным, были образованы при плавлении сильно деплетированного мантийного источника, близкого к DM. Следует заметить, что приведенные выше данные об изотопном составе вулканических пород западного окончания хр. Стелмейт не позволяют исключать возможности присутствия здесь продуктов вулканизма, связанных с Гавайско-Императорской вулканической цепью. Представленные выше изотопно-геохимические характеристики ультрамафитов, габбро и диабазов хр. Ширшова демонстрируют отчетливую принадлежность этих пород к единому магматическому комплексу, типичному для палеоколлизионных зон и образованному за счет плавления мантийного клина над зоной субдукции.

В заключение, резюмируя приведенные в настоящей работе и накопленные к настоящему времени петролого-геохимические данные (Силантьев и др., 2012, 2016, 2018, 2019; Краснова и др., 2013), можно сформулировать несколько выводов, принципиальных для уточнения и возможной ревизии общепринятой модели строения и тектонической эволюции мел-палеогеновой литосферы этого региона, представленной в (Lonsdale, 1988). Согласно модели, предложенной П. Лонсдэйлом, литосфера этой акватории имеет меловой возраст и в районе разломной зоны Стелмейт относится к древней зоне трансформного разлома Кула-Пацифик. Расположенный внутри этой разломной зоны поперечный хребет, согласно (Lonsdale, 1988), был образован при тектоническом взбросе блока древней океанической литосферы вдоль трансформного разлома. Новые данные о строении тихоокеанской литосферы, субдуцируемой под западный сегмент Алеутской островной дуги, свидетельствуют о том, что реальное строение западного окончания хр. Стелмейт не соответствует модели,

предполагающей его принадлежность к каноническому типу разреза океанической литосферы, состоящего из генетически связанных магматических пород, образованных из мантийных резервуаров, родительских для MORB. Разрез литосферы этого региона включает мафит-ультрамафитовые комплексы, происхождение которых отражает эволюцию расплавов и мантийного субстрата, не имеюших отношения к мантийным источникам магматизма океанического типа. Вместе с тем предположенная в модели П. Лонсдейла тектоническая ремобилизация литосферы в районе хр. Стелмейт находит подтверждение по результатам драгирования, проведенного на станциях So249-DR47 и So201-DR37. Тектонические вертикальные перемешения в этом регионе привели к совмещению блоков литосферы, сформированных, возможно, в контрастных геодинамических обстановках. Среди этих литосферных блоков могли присутствовать фрагменты магматических комплексов, образованных при супрасубдукционном магматизме и идентичных в изотопно-геохимическом отношении мафит-ультрамафитовой ассоциации пород хр. Ширшова, расположенного непосредственно к северу от северозападного сегмента хр. Стелмейт.

Благодарности. Авторы выражают глубокую благодарность М.В. Портнягину, К. Хернле и Р. Вернеру за тесное сотрудничество в ходе проведения 201-го и 249-го рейсов НИС "Зонне". Автор глубоко признателен рецензентам А.В. Гирнису и Е.В. Шаркову за конструктивные замечания и ценные рекомендации, способствующие улучшению манускрипта.

Источники финансирования. Рейсы So201 и So249 проводились в рамках проектов КАЛЬМАР (2009 г.) и БЕРИНГ (2016 г.) при финансовой поддержке Министерства образования и науки ФРГ. Настоящее исследование осуществлялось при поддержке гранта РФФИ № 18-05-00001а и средств, выделяемых из бюджета на исследования, ведущиеся по теме 0137-2018-0004 "Проблемы образования и эволюции литосферы океанов и континентов".

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Костицын Ю.А. Sm-Nd и Lu-Hf изотопные системы Земли: отвечают ли они хондритам? // Петрология. 2004. Т. 12. № 5. С. 451–466.

Краснова Е.А., Портнягин М.В., Силантьев С.А. и др. Двухстадийная эволюция мантийных перидотитов разломной зоны Стелмейт (Северо-Западная Пацифика) // Геохимия. 2013. Т. 51. № 9. С. 759–772.

Кубракова И.В., Тютюнник О.А., Силантьев С.А. Подвижность растворенных форм палладия и платины при взаимодействии вода – порода в хлоридных средах: моделирование поведения ЭПГ при взаимодействии океанических серпентинитов с дериватами морской воды // Геохимия. 2019. № 3. https://doi.org/10.1134/S0016702919030078

Кубракова И.В., Набиуллина С.Н., Тютюнник О.А. Определение ЭПГ и золота в геохимических объектах: опыт использования спектрометрических методов // Геохимия. 2020. Т. 65. № 4. С. 328–342.

Миронов Н.Л., Портнягин М.В. Связь окислительновосстановительных условий плавления мантии и содержаний меди и серы в первичных магмах на примере Толбачинского Дола (Камчатка) и хребта Хуан де Фука (Тихий океан) // Петрология. 2018. Т. 26. № 2. С. 140– 162.

Силантьев С.А., Баранов Б.В., Колесов Г.М. Геохимия и петрология амфиболитов хребта Ширшова, Берингово море // Геохимия. 1985. № 12. С. 1694–1705.

Силантьев С.А., Новоселов А.А., Краснова Е.А. и др. Окварцевание перидотитов разломной зоны Стелмейт (северо-запад Тихого океана): Реконструкция условий низкотемпературного выветривания и их тектоническая интерпретация // Петрология. 2012. Т. 20. № 1. С. 1–20.

Силантьев С.А., Кубракова И.В., Тютюнник О.А. Характер распределения сидерофильных и халькофильных элементов в серпентинитах океанической литосферы как отражение магматической и внутрикоровой эволюции мантийного субстрата // Геохимия. 2016. № 12. С. 1059–1075.

Силантьев С.А., Кубракова И.В., Портнягин М.В. и др. Ультрамафит-мафитовая ассоциация плутонических комплексов хребтов Ширшова (Берингово море) и Стелмейт (северо-западная акватория Тихого океана): геодинамическая интерпретация геохимических данных // Петрология. 2018. Т. 26. № 5. С. 511–534.

Силантьев С.А., Костицын Ю.А., Шабыкова В.В. и др. Геодинамическая природа источников магматизма северо-западной акватории Тихого океана: интерпретация данных об изотопном составе Sr и Nd в породах северного сегмента хребта Стелмейт, котловины Ингенстрем и хребта Ширшова // Петрология. 2019. Т. 27. № 6. С. 715–736.

Alt J.C., Shanks W.C. III, Bach W. et al. Hydrothermal alteration and microbial sulfate reduction in peridotite and gabbro exposed by detachment faulting at the Mid-Atlantic Ridge, $15-20^{\circ}$ N (ODP Leg 209): A sulfur and oxygen isotope study // Geochemistry, Geophysics, Geosystems. 2007. V. 8. No 8.

https://doi.org/10.1029/2007GC001617

Ashley P., Craw D., Mackenzie D. et al. Mafic and ultramafic rocks, and platinum mineralisation potential, in the Longwood Range, Southland, New Zealand // New Zealand Journal of Geology and Geophysics. 2012. V. 55. № 1. https://doi.org/10.1080/00288306.2011.623302

Barnes S.-J., Lightfoot M.P. Formation of magmatic nickel sulfide ore deposits and processes affecting their copper and platinum group element conents // Econom. Geol. Inc. 100th Anniversary Vol. Society of Economic Geologists. 2005. P. 179–213.

Barnes S.-J., Maier W.D. The fractionation of Ni, Cu and the noble metals in silicate and sulfide liquids // Eds. R.R. Keays, C.M. Lesher, P.C. Lightfoot, C.E.G. Farrow. Dynamic processes in magmatic ore deposits and their application in mineral exploration. Geological Association of Canada. 1999. Short Course Notes. V. 13. P. 69–106.

Ciazela J., Koepke J., Dick H.J.B. et al. Sulfide enrichment at an oceanic crust-mantle transition zone: Kane Megamullion (23° N, MAR) // Woods Hole Open Access Server. Geology and Geophysics. Preprint. 2018; https://doi.org/10.1016/j.gca.2018.03.027, https://hdl.handle.net/1912/10383

Delacour A., Fruh-Green G.L., Frank M. et al. Sr- and Ndisotope geochemistry of the Atlantis Massif (30° N, MAR): Implications for fluid fluxes and lithospheric heterogeneity // Chemical Geology. 2008. V. 254. P. 19–35.

Faure G. Principles of Isotope Geology. N.Y.: John Wiley & Sons, 1986. 520 p.

Forrest A., Kelley K.A., Schilling J.-G. S, Se and Te contents of basalts from the Reykjanes Ridge and SW Iceland Rift Zone // Interdisciplinary Earth Data Alliance (IEDA). 2017;

https://doi.org/10.1594/IEDA/100700

Garuti G., Fershtater G., Bea F. et al. Platinum-group elements as petrological indicators in mafic-ultramafic complexes of the central and southern Ural preliminary results // Tectonophysics. 1997. V. 276. P. 181–194.

Holwell D.A., Florentini M., McDonald I. et al. A metasomatized lithospheric mantle control on the metallogenic signature of post-subduction magmatism // Nature Communications. 2019. V. 10.

https://doi.org/101038/s41467-019-11065-4

Keller N.S., Arculus R.J., Hermann J., Richards S. Submarine back-arc lava with arc signature: Fonualei Spreading Center, northeast Lau Basin, Tonga // J. Geophys. Res. 2008. V. 113. № B08SO7.

https://doi.org/10.1029/2007JB005451

Klein F., Bach W. Fe–Ni–Co–O–S Phase Relations in Peridotite-Seawater Interactions // J. Petrology. 2009. V. 50. № 1. P. 37–59.

https://doi.org/10.1093/petrology/egn071

Lonsdale P. Paleogene history of the Kula plate: Offshore evidence and onshore implications // Geol. Soc. Amer. Bull. 1988. V. 100. P. 733–754.

Li Y.-B., Kimura J.-I., Machida S. et al. High-Mg adakite and low-Ca boninite from a Bonin Fore-arc Seamount: Implications for the reaction between Slab Melts and Depleted Mantle // J. Petrol. 2013. V. 54. № 6. P. 1149–1175.

Malvoisin B. Mass transfer in the oceanic lithosphere: Serpentinization is not isochemical // Earth Planet. Sci. Lett. 2015. V. 430. P. 75–85.

Plank P., Langmuir C.H. The chemical composition of subducting sediment and its consequences for the crust and mantle // Chemical Geology. 1998. V. 145. P. 325–394.

Regelous M., Hofmann A.W., Abouchami W., Galer S.J.G. Geochemistry of Lavas from the emperor seamounts, and the geochemical evolution of hawaiian magmatism from 85 to 42 Ma // J. Petrol. 2003. V. 44. No 1. P. 113–140.

ПЕТРОЛОГИЯ том 29 № 1 2021

Salters V.J.M., Stracke A. Composition of the depleted mantle // Geochem. Geophys. Geosystems. 2004. V. 5. № 5. https://doi.org/1.1029/2003GC000597

Valetich M.J., Mavrogenes J., Arculus R., Umino S. Evolution of chalcophile elements in the magmas of the Bonin Is-

lands // Chemical Geology. 2018. https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2018.07.011

Yi W., Halliday A.N., Alt J.C. et al. Cadmium, indium, tin, tellurium, and sulfur in oceanic basalts: Implications for chalcophile element fractionation in the Earth // J. Grophys. Res. 2000. V. 105. № B8. P. 18.927–18.948.

Mafic-Ultramafic Complexes of Stalemate (NW Pacific) and Shirshov (Bering Sea) Ridges: Geochemical Similarities and Differences

S. A. Silantyev¹, I. V. Kubrakova¹, and S. N. Nabiullina¹

¹Vernandsky Institute, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia

Main goal of this study is estimation and geodynamic interpretation of content and character of distribution of highly siderophile and chalcophile elements in rock samples from mafic-ultramafic assemblage sampled at Stalemate Ridge (NW Pacific) and Shirshov Rise (Bering Sea). All samples examined were collected during 249th Cruuise of German R/V "Sonne". These mafic-ultramafic rock complexes situated on opposite sides of Aleutian Island Arc may carry important information on constriction and composition of the old Pacific lithosphere subducted under Aleutian Arc as well as on products of suprasubduction magmatism in back-arc basin of the Bering Sea. New data presented in this paper evidenced for assumption that real construction of the North-Western segment of Stalemate Ridge doesn't corresponds to generally accepted model assuming that lithosphere here corresponding to canonic ocean type. Sequence of lithosphere in area studied includes mafic-ultramafic complexes which origin doesn't related with mantle reservoirs of the oceanic type (e.g. DM). At the same time the tectonic remobilization of the lithosphere occurred in this area of the NW Pacific suggested by (Lonsdale, 1988) is confirmed by the results of dredging carried out at sites located on the Northwestern flank of the Stalemate Ridge. Vertical movements in this region led to the combination of lithospheric blocks formed possibly in contrasting geodynamic settings. Perhaps among these lithospheric blocks fragments of magmatic complexes formed by suprasubduction magmatism and identical in the their isotope geochemistry (⁸⁷Sr/⁸⁶Sr, ¹⁴³SNd/¹⁴⁴Nd) to mafic-ultramafic assemblage of the Shirshov Rise present.

Keywords: PGE geochemistry, mantle, back-arc spreading center, subduction, Stalemate Ridge, Shirshov Rise

УДК 552.11

ВАРИАЦИИ СОСТАВА И СТЕПЕНИ ПЛАВЛЕНИЯ ИСТОЧНИКА ОЛИВИН-ПОРФИРОВЫХ ПОРОД КАМЧАТСКОГО МЫСА (ВОСТОЧНАЯ КАМЧАТКА): РЕЗУЛЬТАТЫ ГЕОХИМИЧЕСКОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ СОДЕРЖАНИЙ РАССЕЯННЫХ ЭЛЕМЕНТОВ В РАСПЛАВАХ¹

© 2021 г. Н. Некрылов^{*a*, *b*, *, А. А. Корнеева^{*b*, *c*}, Д. П. Савельев^{*d*}, Т. Н. Анциферова^{*a*, *e*}}

^аМинералогический музей им. А.Е. Ферсмана РАН, Москва, Россия ^bИнститут экспериментальной минералогии РАН, Черноголовка, Россия

институт экспериментильной минералогии ГАП, черноголовки, госсия

^сМосковский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Москва, Россия

^dИнститут вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский, Россия

^еИнститут геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, Москва, Россия *e-mail: nekrilov.n@gmail.com

Поступила в редакцию 17.03.2020 г. После доработки 25.04.2020 г. Принята к публикации 21.05.2020 г.

Проведено геохимическое моделирование содержаний рассеянных элементов в первичных расплавах оливин-порфировых пород Камчатского Мыса. На основе этого моделирования установлена существенная химическая гетерогенность их источника. Средний состав источника близок к E-DMM. Средняя оценка степени плавления, полученная для реконструированных составов первичных расплавов с использованием моделей порционного и кумулятивного фракционного плавления, находится в диапазоне от 9.1 ± 3.8 до $15.4 \pm 5.2\%$, что немного превышает оценки степени плавления для примитивных стекол MORB (7.4 ± 2.2 и $12.5 \pm 3.8\%$). Повышенная относительно MORB средняя оценка степени плавления источника расплавов изучаемых оливин-порфировых базальтов хорошо согласуется с таковой для других пород офиолитового комплекса Камчатского Мыса. Низкое давление при плавлении мантии, вызванное повышенной скоростью декомпрессии относительно среднего для MORB значения, может объяснить повышенную степень плавления для пород Камчатского Мыса, а также наблюдаемые в них Sr-аномалии и сульфидное насыщение на самых ранних этапах магматической эволюции.

Ключевые слова: Камчатский Мыс, плавление мантии, оливин, расплавные включения **DOI:** 10.31857/S0869590321010040

введение

Полуостров Камчатский Мыс занимает уникальное геологическое положение, находясь на тройном сочленении Евразийской, Северо-Американской и Тихоокеанской плит (например, Avdeiko et al., 2007; Konstantinovskaia, 2001). В его пределах выделяется офиолитовый комплекс мелового возраста (Хотин, Шапиро, 2006), который привлекает внимание исследователей своими геохимическими и петрологическими особенностями (Батанова и др., 2014; Портнягин и др., 2005; Portnyagin et al., 2009, 2008). Высокая степень плавления мантии, оцениваемая как для вулканических пород (Portnyagin et al., 2009), так и для реститовых перидотитов (Батанова и др., 2014), а также различные геохимические маркеры в составе пород и реконструированных расплавов (Portnyagin et al., 2009, 2008) позволили исследователям связать петрогенезис офиолитов Камчатского Мыса с влиянием протогавайского плюма.

Вулканические породы с примитивным (до *Fo*₉₀) оливином в пределах офиолитового комплекса Камчатского Мыса были впервые найдены только в 2014 г. (Савельев, 2014). Они представляют собой плагиоклаз-оливин-порфировые базальты, валовый состав которых отвечает составу пикритов из-за обилия кумулятивного оливина — до 50—60 об. %. Их изотопно-геохимические характеристики и восстановленные параметры кристаллизации отвечают типичным базальтам средин-

¹ Дополнительная информация для этой статьи доступна по doi: 10.31857/S0869590321010040 для авторизованных пользователей.



Рис. 1. Спектры распределения редких и рассеянных элементов в первичных расплавах оливин-порфировых базальтов Камчатского Мыса (KM) в сравнении с составами примитивных стекол MORB (Jenner, O'Neill, 2012), пересчитанными на равновесие с *Fo*₉₀ путем симуляции обратной кристаллизации оливина (Danyushevsky, Plechov, 2011).

но-океанических хребтов (MORB). В этих породах было также установлено проявление ранней сульфид-силикатной несмесимости, что вкупе с остальными характеристиками делает их идеальным объектом для изучения процессов генерации и ранней эволюции океанических магм (Korneeva et al., 2020; Savelyev et al., 2018).

Хорошая сохранность оливина позволила реконструировать составы родоначальных расплавов на основе изучения состава расплавных включений, захваченных ими (Korneeva et al., 2020). Наиболее интересными особенностями состава родоначальных расплавов этих пород являются весьма широкие вариации содержаний в них некогерентных рассеянных элементов и низкие содержания умеренно-некогерентных рассеянных элементов (к примеру, HREE) относительно примитивных стекол MORB (рис. 1). Микроэлементный состав оливина в этих породах указывает на то, что минералогический состав источника также соответствовал типичным для мантии MORB перидотитам (Korneeva et al., 2020). Данный факт позволяет нам предположить, что особенности содержаний рассеянных элементов в родоначальных расплавах этих пород связаны с химической гетерогенностью источника и различной степенью его плавления.

Уравнения, связывающие содержания рассеянных элементов в расплавах с их содержаниями в источнике и степенью его плавления, хорошо известны (например, Gast, 1968; Liang, Liu, 2016; Shaw, 1970; Zou, 1998) и позволяют моделировать широкий диапазон процессов плавления для источников различного состава. Однако в большинстве исследований авторы используют фиксированные модели (к примеру, Попов и др., 2017; Миронов, Портнягин, 2018; Portnyagin et al., 2007a, 2007b, 2009; Volynets et al., 2010) и/или состав источника (к примеру, Краснова и др., 2013; Тобелко и др., 2019: Liang, Liu, 2016: Nekrylov et al., 2018: Stolper, Newman, 1994) для оценки параметров плавления мантии. Данный подход обосновывается тем, что выбранные модели и составы источника позволяют адекватно описать полученные в работах составы природных образцов.

В настоящей работе мы предприняли попытку оценить одновременно возможный диапазон значений степени плавления и состава источника для описанных ранее индивидуальных расплавов оливин-порфировых пород Камчатского Мыса (Korneeva et al., 2020). Мы показали, что содержания рассеянных элементов в большинстве этих расплавов могут быть в равной степени хорошо описаны с помощью моделей порционного и кумулятивного фракционного плавления, которые дают при этом существенно отличающиеся оценки определяемых параметров.

ПАРАМЕТРЫ МОДЕЛИРОВАНИЯ

Существуют две "граничные" равновесные модели, связывающие состав плавящегося исходного материала с составом результирующего расплава — модель кумулятивного фракционного плавления (accumulative fractional melting, здесь и далее — AFM) (1) и модель порционного плавления (batch melting, здесь и далее — BM) (2).

$$\frac{C_i^l}{C_i^s} = \frac{1 - (1 - F)^{\frac{1}{D_i}}}{F},$$
(1)

$$\frac{C_i^l}{C_i^s} = \frac{1}{D_i + F(1 - D_i)},$$
(2)

где C_i^l — концентрация элемента в результирующем расплаве, C_i^s — концентрация элемента в исходном материале (далее источник), D_i — коэффициент разделения элемента между расплавом и источником, F — степень плавления.

Обе рассматриваемые модели описывают упрощенные механизмы плавления мантии, которые не учитывают важных параметров магматической системы, таких как объемная пористость и процент расплава остающийся в источнике. Однако учет дополнительных параметров приведет к тому, что состав результирующего расплава полученных усложненных моделей будет находиться в промежуточной области между значениями, полученными с применением моделей ВМ и AFM (Zou, 1998). В случае высокой разницы между скоростями плавления и диффузионного переуравновешивания расплава с твердым остатком плавление также может быть неравновесным. Моделирование степени неравновесности плавления для реститовых перидотитов срединно-океанических хребтов показало, что для большинства образцов коррекция уравнений плавления дает результат в пределах "граничных" моделей равновесного порционного и фракционного плавления (Liang, Liu, 2016), что позволяет ей пренебречь. Данный факт позволяет нам использовать простые модели AFM и ВМ для того, чтобы рассчитать граничные значения степени плавления и состава источника на базе состава первичных расплавов оливин-порфировых пород Камчатского Мыса.

Для того чтобы оценить состав первичных расплавов оливин-порфировых пород Камчатского Мыса, мы предположили, что они были в равновесии с типичным оливином мантийных перидотитов — Fo_{90} (на основе данных о составе оливина в абиссальных перидотитах (например, Dick, 1989)). Далее мы пересчитали состав родоначальных расплавов Камчатского Мыса (Когпееva et al., 2020) на равновесие с оливином Fo_{90} путем симуляции обратной кристаллизации оливина, используя программное обеспечение Petrolog3 (Danyushevsky, Plechov, 2011). На этом этапе вычислений рассеянные элементы считались полностью некогерентными оливину. Рассчитанный состав первичных расплавов приведен в см. Supplementary: ESM_1.xls².

Для моделирования плавления мантии мы использовали несколько допущений: (1) источник расплавов имел средний модальный минеральный состав, близкий к деплетированной мантии MORB – DMM (Depleted MORB Mantle) (Workman, Hart, 2005) (в %): 57 *Ol*, 28 *Opx*, 13 *Cpx*, 2 *Spl*; (2) валовые коэффициенты разделения рассеянных элементов между источником и расплавом

 (C_0^i) (для Rb, Ba, U, Nb, Ta, La, Ce, Pb, Pr, Nd, Zr, Hf, Sm, Eu, Ti, Gd, Tb, Dy, Ho, Y, Er, Yb и Lu) также отвечали средним значениям для DMM (Work-

man, Hart, 2005); (3) коэффициент C_0^i не изменялся в ходе процесса плавления (плавление было молальным): (4) содержания рассеянных элементов в источнике могли варьировать от типичных содержаний в обедненном DMM (D-DMM) до таковых в примитивной мантии (РМ) (обедненный, обогащенный и средний DMM из работы (Workman, Hart, 2005), PM из работы (McDonough, Sun, 1995)). Используя эти допушения, мы рассчитали диапазон содержаний рассеянных элементов в источниках от D-DMM до PM с шагом 0.1 (к примеру, 0.9 D-DMM + 0.1 A-DMM, 0.8 D-DMM + 0.2 A-DMM и т.д.) и состав результирующих расплавов для каждого из них при степени плавления от 0.5 до 50%, используя модели BM и AFM (см. Supplementary: ESM 2.xls). Для каждого состава первичного расплава (см. Supplementary: ESM 1.xls) методом наименьших квадратов может быть найден наиболее близкий к нему состав модельного результирующего расплава, полученного при моделировании BM и AFM каждого состава источника. При этом тем же методом можно определить, какому источнику отвечает модельный результирующий расплав, дающий лучшую аппроксимацию состава первичного расплава. На данном этапе моделирования мы не учитывали содержания Sr и Th в первичных расплавах оливин-порфировых пород Камчатского Мыса, так как для большинства из них характерны положительные Sr- и отрицательные Th-аномалии (Korneeva et al., 2020). В качестве

² Составы первичных расплавов оливин-порфировых пород Камчатского Мыса и подробные результаты геохимического моделирования представлены в соответствующих таблицах к русской и английской онлайн-версиям статьи на сайтах https://elibrary.ru/ и http://link.springer.com/ соответственно:

ESM_1.xls — Состав родоначальных расплавов оливинпорфировых пород Камчатского Мыса;

ESM_2.xls – Результаты моделирования плавления мантии от 0.5 до 50% для состава источников варьирующего от D-DMM до PM;

ESM_3.xls – Результаты моделирования модального порционного и кумулятивного фракционного плавления для индивидуальных составов первичных расплавов оливинпорфировых пород Камчатского Мыса.

Кумулятивное фракционное плавление:



Рис. 2. Пример расчета состава источника и степени его плавления для составов первичных расплавов D-1456-Mt1-gr5 и D-1456-Mt1-gr6 (см. Supplementary: ESM_1.xls) с использованием моделей AFM и BM. Пунктирными линиями обозначены лучшие аппроксимации состава рассматриваемых первичных расплавов для плавления некоторых промежуточных составов источников от D-DMM до PM.

иллюстрации мы рассчитали наиболее близкие составы для модельных результирующих расплавов семи промежуточных источников от D-DMM до PM (с шагом 0.5), а также лучшие аппроксимации двух составов первичных расплавов под номерами D-1456-Mt1-gr5 и D-1456-Mt1-gr6 (рис. 2).

Результаты проведенного моделирования для составов реконструированных первичных расплавов оливин-порфировых базальтов Камчатского Мыса представлены в табл. 1 и в Supplementary: ESM_3.xls.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Результаты моделирования состава источника и степень его плавления для первичных расплавов оливин-порфировых базальтов Камчатского Мыса показывают, что модели ВМ и АFM позволяют аппроксимировать эти расплавы, в среднем с одинаковой минимальной суммой квадратов разности содержаний рассеянных элементов между модельным и реальным составом расплава (рис. 3). Этот вывод верен как для составов с достаточно точной аппроксимацией (низкая наименьшая сумма квадратов), так и для составов,

ПЕТРОЛОГИЯ том 29 № 1 2021

5	3
5	
1	2
1	9
1	Č
	F
	Ξ
	N N
5	Ž
5	F
i	õ
1	<u>e</u>
i	Ĕ
	\mathbf{x}
- 1	Ā
	m m
	ă
1	Z
4	Ð.
	d
1	Ĕ
,	Ļ
	Z
	m
	È
i	6
1	'n
	20
	а
	5
	5
1	0a
ļ	7
1	3
	Ξ
	Ξ
	à
	ġ.
i	Ĕ
i	F
ļ	R.
1	2
1	5
	Ŧ
	e e
1	R
	Б
i	3
j	z
	I
1	<u>e</u>
-	ō
	5
1	2
	8
	2
	Ę
	Ŧ
į	2
	5
1	Z
1	ga
	5
	5
1	2
	-
į	3
	Ξ
1	Ba
į	ō.
	Ę.
1	Ē
1	E
į	õ
	Σ
	Ā
ļ	H
i	Ę
	Ë
ļ	ž
1	Ŭ,
٢	7
_	
5	
j	Ï
	N
ų	ġ
ŕ	2
- L	-

Таблица І. Результа	arbi	моделирования состава источни	ика и степени пла	вления для перви	ных расплавов оливин-порфиров. Мотель удологистивного dv	ых пород Камча	rckoro Mbica
				KD			авления
Номер расплава	ž	Источник	Степень плавления, %	$ \min_{i} \sum_{j} (c_i^{\text{MOJEJB}} - c_i^{\text{pacIIIJaB}})^2 $	Источник	Степень плавления, %	$ \min_{j \in C_i} \sum_{i=1}^{MOJGJB} - c_i^{pacIJJB} - c_i^{pacIJB} - c_i^{pa$
D-1456-Mt1-gr1	23	0.9 E-DMM + 0.1 PM	10.5	5.2	0.7 E-DMM + 0.3 PM	15.5	3.9
D-1456-Mt1-gr2	23	0.6 E-DMM + 0.4 PM	18.5	6.3	0.1 E-DMM + 0.9 PM	29	8.0
D-1456-Mt1-gr4	23	D-DMM	5	17.0	0.5 D-DMM + 0.5 A-DMM	8	16.2
D-1456-Mt1-gr5	23	0.8 E-DMM + 0.2 PM	12.5	5.8	0.4 E-DMM + 0.6 PM	20.5	6.7
D-1456-Mt1-gr6	23	0.8 A-DMM + 0.2 E-DMM	14	1.4	E-DMM	21	1.4
D-1456-Mt2-gr2	23	0.3 A-DMM + 0.7 E-DMM	6	8.0	0.8 E-DMM + 0.2 PM	15	9.9
D-1456-Mt2-gr3	23	0.7 A-DMM + 0.3 E-DMM	13.5	4.1	0.9 E-DMM + 0.1 PM	21.5	4.0
D-1456-Mt2-gr5	23	0.7 E-DMM + 0.3 PM	9.5	7.7	0.2 E-DMM + 0.8 PM	16.5	8.3
D-1456-Mt2-gr6	23	0.4 D-DMM + 0.6 A-DMM	6.5	8.6	0.4 A-DMM + 0.6 E-DMM	11.5	9.7
D-1456-Mt2-gr7	23	0.8 A-DMM + 0.2 E-DMM	13	3.5	0.9 E-DMM + 0.1 PM	21.5	3.5
D-1456-Mt2-gr8	23	0.5 E-DMM + 0.5 PM	7.5	19.6	I	Ι	Ι
D-1456-Mt3-gr2	23	0.6 D-DMM + 0.4 A-DMM	8	4.7	0.6 A-DMM + 0.4 E-DMM	14	4.6
D-1456-Mt3-gr3	23	0.3 A-DMM + 0.7 E-DMM	16.5	3.0	0.8 E-DMM + 0.2 PM	25	2.3
D-1456-Mt3-gr4	23	0.6 E-DMM + 0.4 PM	13.5	4.7	0.1 E-DMM + 0.9 PM	22	6.7
D-1456-Mt3-gr5	23	0.4 A-DMM + 0.6 E-DMM	8	9.6	0.8 E-DMM + 0.2 PM	14	8.0
D-1456-Mt3-gr7b	23	0.9 E-DMM + 0.1 PM	10.5	4.2	0.6 E-DMM + 0.4 PM	17.5	4.2
D-1456-Mt4-gr1	23	0.7 E-DMM + 0.3 PM	14	7.8	0.4 E-DMM + 0.6 PM	21	8.9
D-1456-Mt4-gr4	23	0.8 E-DMM + 0.2 PM	10.5	5.6	0.5 E-DMM + 0.5 PM	16.5	7.7
D-1456-Mt4-gr5	23	0.7 A-DMM + 0.3 E-DMM	8	9.8	0.9 E-DMM + 0.1 PM	14	7.6
D-1456-Mt4-gr6	23	0.9 E-DMM + 0.1 PM	9.5	7.8	0.7 E-DMM + 0.3 PM	14.5	6.4

ВАРИАЦИИ СОСТАВА И СТЕПЕНИ ПЛАВЛЕНИЯ

23

			Модель порцис	онного плавлен	ΒУ	Модель кумулятивного ф	ракционного пл	авления
	Номер расплава	ž	Источник	Степень плавления, %	$\min_{i} \sum_{i} (c_i^{\text{MOREJIB}} - c_i^{\text{PACINAB}})^2$	Источник	Степень плавления, %	$ \min_{j \in c_{i}^{\text{MOMEJIB}}} \sum_{j \in c_{i}^{MO$
	D-1456-Mt4-gr7	23	D-DMM	6.5	4.8	0.8 A-DMM + 0.2 E-DMM	12.5	5.2
	D-1456-Mt4-gr2	23	Ι	Ι	Ι	0.5 D-DMM + 0.5 A-DMM	6	12.1
	D-1456-Mt4-gr3	23	0.5 A-DMM + 0.5 E-DMM	10.5	4.5	0.8 E-DMM + 0.2 PM	18	4.1
	D1454-1	19	0.9 E-DMM + 0.1 PM	9	8.3	0.4 E-DMM + 0.6 PM	13	21.6
	D1454-3a	19	0.6 E-DMM + 0.4 PM	6.5	17.1	PM	13	36.4
	D1454-4	19	Ι	ı	ı	0.2 E-DMM + 0.8 PM	17.5	16.1
	D1454-6	19	0.6 D-DMM + 0.4 A-DMM	3.5	11.6	0.9 E-DMM + 0.1 PM	9.5	7.6
	D1454-7	19	0.8 E-DMM + 0.2 PM	8.5	10.3	0.5 E-DMM + 0.5 PM	14	10.7
	D1454-9a	19	0.6 A-DMM + 0.4 E-DMM	8.5	3.8	0.9 E-DMM + 0.1 PM	14	2.7
	D1454-12	19	0.8 D-DMM + 0.2 A-DMM	2.5	19.0	0.6 A-DMM + 0.4 E-DMM	5.5	9.0
Ι	D1454-13b	19	0.3 D-DMM + 0.7 A-DMM	4.5	3.8	0.9 E-DMM + 0.1 PM	10.5	2.5
ІЕТР	D1456-19a	19	0.5 A-DMM + 0.5 E-DMM	7	12.0	0.8 E-DMM + 0.2 PM	13	9.0
оло	D1456-29	19	0.7 E-DMM + 0.3 PM	13	4.3	0.3 E-DMM + 0.7 PM	21	7.8
гия	D1456-30	19	0.9 D-DMM + 0.1 A-DMM	3.5	15.9	0.9 E-DMM + 0.1 PM	11	21.6
TO	D1456-32	19	0.7 E-DMM + 0.3 PM	10	5.1	0.3 E-DMM + 0.7 PM	16.5	9.6
м 29	D1456-35	19	D-DMM	4.5	3.3	0.4 D-DMM + 0.6 A-DMM	7.5	2.2
N⁰	D1456-36	19	0.3 D-DMM + 0.7 A-DMM	9	3.9	E-DMM	11.5	2.4
1 2	N-MORB**	23	0.4 D-DMM + 0.6 A-DMM	$7.4 \pm 2.2\%$	$4.9\pm3.5\%$	0.8 A-DMM + 0.2 E-DMM	$12.5\pm3.8\%$	$4.9\pm3.5\%$
2021	* Число элементов, ** Среднее по 67 при	для к мити	соторых проводилось моделирован вным стеклам MORB (Jenner, O'N	ние. Jeill, 2012).				

24

Таблица 1. Окончание

НЕКРЫЛОВ и др.

которые не могут быть хорошо аппроксимированы в рамках данной модели (высокая наименьшая сумма квадратов). Невозможность аппроксимации некоторых составов расплавов, наиболее вероятно, может быть связана с влиянием аналитической ошибки при анализе расплавных включений, на основе которых они были реконструированы, или с существенными отличиями состава источника (минералогического или химического) от принятых в рамках данной модели. В табл. 1 приведены и обсуждаются ниже только данные относительно тех первичных расплавов, которые удовлетворительно аппроксимируются хотя бы одной из используемых моделей плавления – 37 из 46 составов, для которых производился расчет. Из-за невозможности выбора объективного уровня суммы наименьших квадратов удовлетворительность аппроксимации определялась субъективным сопоставлением полученных спектров распределения рассеянных элементов.

Результаты моделирования с использованием модели ВМ показывают, что первичные расплавы оливин-порфировых пород Камчатского Мыса образовались при 2.5-18.5% плавления источников, состав которых варьировал от D-DMM до 0.5 E-DMM + 0.5 PM. Результаты моделирования с использованием модели AFM показывают более высокие оценки степени плавления (от 5.5 до 29%) и в среднем более обогащенный состав источника: от 0.5 D-DMM +0.5 A-DMM до PM. Полученные оценки степени плавления при использовании этих моделей хорошо коррелируют друг с другом ($R^2 = 0.96$), составы источников также находятся в прямой зависимости, но с меньшим коэффициентом корреляции ($R^2 = 0.74$) (рис. 4). Средние значения степени плавления для моделей ВМ и AFM составляют 9.1 ± 3.8 и $15.4 \pm 5.2\%$. Средний состав источников – 0.5 А-DMM + 0.5 Е-DMM и 0.9 E-DMM + 0.1 PM соответственно (рис. 4).

Для сравнения аналогичное моделирование было проделано и для выборки примитивных (Mg# > > 62 мол. %) стекол MORB на основе работы (Jenner, O'Neill, 2012). Удовлетворительная аппроксимация была получена для 67 из 79 примитивных стекол, пересчитанных на равновесие с Fo_{90} . Модель AFM позволяет лучше аппроксимировать состав большинства из них: 44 против 23 (рис. 3). Средний состав источника и степень его плавления, оцененные для них по модели AFM, отвечают 0.8 A-DMM + 0.2 E-DMM и 12.5 ± 3.8%, по модели BM – 0.4 D-DMM + 0.6 A-DMM и 7.4 ± 2.2% соответственно (рис. 4). 10^{3}

Рис. 3. Сравнение наименьшей суммы квадратов разности содержаний рассеянных элементов в составах первичных расплавов оливин-порфировых пород Камчатского Мыса (КМ) и MORB по (Jenner, O'Neill, 2012) и в модельных расплавах, являющихся их лучшими аппроксимациями для моделей ВМ и AFM.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Влияние ошибок в реконструкции расплавов на результаты моделирования

Первичные расплавы оливин-порфировых пород Камчатского Мыса, для которых мы рассчитали возможный диапазон составов источников и степень их плавления, были реконструированы на основе составов их родоначальных расплавов (Korneeva et al., 2020). Их родоначальные расплавы, в свою очередь, были реконструированны на основе состава гомогенизированных расплавных включений в оливине. Одним из основных параметров при этом было начальное содержание железа в расплавах (FeO_i). Расплавные включения переуравновешиваются с оливином-хозяином в ходе остывания, что приводит к непропорциональной (относительно Mg) диффузионной потере железа, также называемой Fe-loss (Danyushevsky et al., 2000). Ошибка в оценке содержания FeO_i значительно отражается на составе расплавов и, соответственно, расчетных условиях их кристаллизации.

Для всех родоначальных расплавов оливинпорфировых пород Камчатского Мыса FeO_i было оценено в 7.93 мас. % (Korneeva et al., 2020), однако реальное начальное содержание железа в этих расплавах могло существенно отличаться от этого значения. Разные подходы к реконструкции FeO_i могут давать результат, отличающийся от нее в

(a) (б) PM 30 Степень плавления, % (AFM) Состав источника (АFM) D-DMM A-DMM E-DMM 20 10 🌢 KM MORB ★ КМ среднее MORB среднее 0 D-DMM A-DMM E-DMM PM 0 10 20 30 Состав источника (ВМ) Степень плавления, % (ВМ)

Рис. 4. Соотношение результатов моделирования состава источника и степени плавления для первичных расплавов оливин-порфировых пород Камчатского Мыса (KM) и MORB по (Jenner, O'Neill, 2012) с использованием моделей BM и AFM.

пределах ~1 мас. %. Для того чтобы оценить, насколько эта ошибка влияет на результат моделирования, мы повторили все вычисления от реконструкции составов родоначальных расплавов по составу расплавных включений до вычисления значений степени плавления и состава источников первичных расплавов при условиях, когда содержание FeO_i составляет 6.93 и 8.93 мас. %. Средние результаты расчета по модели ВМ при начальном содержании железа, равном 6.93 мас. %, составили 8 ± 3.5% плавления для источника состава 0.4 A-DMM + 0.6 E-DMM, при $FeO_i =$ = 8.93 мас. $\% - 10.3 \pm 4.3\%$ плавления для источника состава 0.6 А-DMM + 0.4 Е-DMM. Использование модели AFM, в свою очередь, дает 13.9 ± $\pm 5.1\%$ и E-DMM для FeO_i = 6.93 мас. % и 17 \pm $\pm 5.4\%$ и 0.9 E-DMM + 0.1 PM для FeO_i = 8.93 мас. %. Следовательно, ошибка оценки степени плавления, вызванная возможными ошибками при оценке содержания FeO_i, составляет ~11% для модели BM и ~10% для модели AFM, ошибка определения состава источника – не более 10% от смеси модельных составов. Таком образом, можно заключить, что даже существенная ошибка при реконструкции состава первичных расплавов не влияет критически на полученный результат.

Вариации состава источника

Полученные нами оценки возможных вариаций состава источника показывают его среднюю обогащенность рассеянными элементами относительно A-DMM. Даже минимальная оценка, которую дает модель BM, показывает, что он занимает промежуточное положение между A-DMM и E-DMM, в то время как модель фракционного плавления показывает максимальную оценку, близкую к E-DMM. Большой разброс оценок состава источника для индивидуальных составов первичных расплавов (рис. 4а) на первый взгляд может показаться необычным, однако это наблюдение не является уникальным для примитивных расплавных включений. Во множестве работ было показано, что они могут сохранять информацию о первичной гетерогенности источника, которая теряется при дальнейшем смешении расплавов (Соболев, 1996; Sides et al., 2014; Yaxley et al., 2004).

В то же время полученные для использованной выборки примитивных стекол MORB (Jenner, O'Neill, 2012) оценки состава источника также имеют широкие вариации, однако, в среднем близки к A-DMM (рис. 4).

Оценка степени плавления

Полученные нами в результате моделирования содержаний рассеянных элементов оценки степени плавления источника расплавов можно сравнить с результатами, полученными по модели PRIMELT3 MEGA (Herzberg, Asimow, 2015), которая позволяет их вычислять по содержаниям главных компонентов. Для процессов BM и AFM данная модель позволяет получить оценки степени плавления в 14.3 ± 5.6 и $13.2 \pm 5.1\%$ соответственно, что в пределах стандартных отклонений соответствует результатам нашего моделирования. В то же время оценки степени плавления, полученные двумя этими методами для индивидуальных составов первичных расплавов, не коррелируют друг с другом, что может быть объяснено очень сильным влиянием параметра FeO_i (см. выше) на результаты, полученные по модели PRIMELT3 MEGA. К примеру, отклонение FeO; на 1 мас. % в большую или меньшую сторону приведет к ошибке в ~45-60%. Предполагая, что оба использованных нами подхода к моделированию степени плавления корректны, можно сделать два основных вывода: (1) оцененное нами значение $FeO_i =$ = 7.93 мас. % близко к истинному среднему начальному содержанию железа в родоначальных расплавах; (2) параллельное моделирование степени плавления по содержаниям рассеянных элементов и главных компонентов расплавов при изучении расплавных включений в оливине может быть использовано как независимая оценка параметра FeO_i.

Установленные нами для расплавов оливинпорфировых пород Камчатского Мыса средние значения степени плавления немного превышают оценки, полученные для примитивных стекол MORB (рис. 4), хотя и отличаются от них в пределах стандартных отклонений. Относительно высокие значения степени плавления оценивались ранее и для других пород офиолитовой ассоциации Камчатского Мыса (Батанова и др., 2014; Portnyagin et al., 2009). Изучая состав расплавных включений в Cr-шпинели базальтов юго-восточной части Камчатского Мыса, М.В. Портнягин с соавторами (Portnyagin et al., 2009) пришли к выводу, что родоначальные расплавы этих пород являются результатом до 20% близкого к фракционному плавлению мантии. Одной из главных особенностей изученных ими образцов было обилие ультра-деплетированных расплавных включений, которые интерпретировались как расплавы, близкие к модельным бесконечно малым порциям расплава, образующимся при фракционном плавлении мантии (Portnyagin et al., 2009). Составы этих расплавов не могут быть объяснены в рамках нашего моделирования, так как даже самые высокие оценки степени плавления наиболее обедненного источника из тех, которые мы рассматривали, не могут объяснить такого аномального обеднения некогерентными элементами. Однако их состав может быть объяснен 5-10% повторным плавлением мантийного источника (Duncan, Green, 1980; Sobolev, Shimizu, 1993). В данном случае эти расплавы можно рассматривать как частный случай продукта плавления более обедненного источника, чем был рассмотрен в нашем моделировании.

В.Г. Батанова с соавторами (Батанова и др., 2014) изучали геохимические особенности минералов перидотитов этой офиолитовой ассоциации и также пришли к выводу, что они отражают аномально высокие значения степени плавления (от 8 до более чем 22%).

Кроме того, и реконструированные расплавы других вулканических пород, и минералы перидотитов офиолитового комплекса Камчатского Мыса, так же как и составы рассматриваемых нами расплавов оливин-порфировых пород, имеют характерные Sr-аномалии — положительные в реконструированных расплавах и отрицательные в случае минералов перидотитов (Батанова и др., 2014; Portnyagin et al., 2009). Все это позволяет сделать вывод о том, что рассмотренные породы данного комплекса имеют близкое генетическое родство.

M.B. Портнягин с соавторами (Portnyagin et al., 2009), так же как и В.Г. Батанова с соавторами (Батанова и др., 2014), интерпретировали полученные ими высокие оценки степени плавления как свидетельство высокой потенциальной температуры мантии ($Tp > 1400^{\circ}C$), которая могла быть связана с формированием рассматриваемых пород вблизи протогавайского плюма. Полученные нами данные не согласуются с этой интерпретацией, так как для рассчитанных первичных расплавов оливин-порфировых пород Камчатского Мыса *Т*р оценивается в ~1354 \pm 9.2°C (по модели PRIMELT3 MEGA (Herzberg, Asimow, 2015)), что примерно соответствует средней Тр для мантии MORB (Herzberg et al., 2007). Немного более высокие средние значения степени плавления для Камчатского Мыса относительно MORB (рис. 4), в условиях стандартной для MORB потенциальной температуры мантии, могли быть обусловлены либо повышенным содержанием в источнике воды, либо пониженным давлением при плавлении. С одной стороны, на основе имеющихся у нас данных мы не можем доказать, что содержание воды в источнике не было аномально высоким по сравнению с типичным для MORB, но, с другой стороны, нами не было обнаружено никаких косвенных геохимических признаков ее повышенного содержания (Korneeva et al., 2020). Следовательно, наиболее правдоподобной интерпретацией нам представляется повышенная скорость декомпрессии мантийного блока, плавление которого привело к формированию офиолитового комплекса Камчатского Мыса. Этот процесс мог бы объяснить не только повышенные оценки степени плавления источника, но и аномальную концентрацию Sr в этих породах. Если плавление происходило при давлении фации плагиоклазовых перидотитов, то плагиоклаз должен был быть первой фазой, полностью переходящей в расплав (например, Jaques, Green, 1980) и обогащающей его стронцием.

Еще одной особенностью оливин-порфировых базальтов Камчатского Мыса, которую могло бы объяснить плавление при низком давлении, является раннее сульфидное насыщение их родоначальных расплавов (Korneeva et al., 2020; Savelyev et al., 2018). Согласно большинству современ-

ПЕТРОЛОГИЯ том 29 № 1 2021

ных моделей, концентрация серы при сульфидном насыщении базальтового расплава (SCSS) имеет обратную зависимость от давления (например, Ariskin et al., 2018; Smythe et al., 2017) и, если эта зависимость действительно существует, примитивный расплав MORB должен быть существенно недосыщен серой при достижении поверхности земли (например, Li, Ripley, 2005). Таким образом, расплав, образовавшийся при меньшем давлении, чем расплав среднего MORB, должен достигать сульфидного насыщения при меньшем проценте фракционирования.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Проведенное моделирование возможных вариаций химического состава и степени плавления источника расплавов оливин-порфировых пород Камчатского Мыса позволяет сделать следующие выводы:

Модели ВМ и AFM в среднем с равной достоверностью описывают состав первичных расплавов оливин-порфировых пород Камчатского Мыса. Данный факт не позволяет заключить, к какому из этих механизмов был ближе реальный процесс плавления в данном случае.

Источник был существенно химически гетерогенным, вариации его состава в сравнении со стандартными составами источников могут быть описаны как от D-DMM до 0.5 E-DMM + 0.5 PM при использовании модели BM и от 0.5D-DMM + 4 0.5 A-DMM до PM при использовании модели AFM. Диапазон среднего состава источника от 0.5A-DMM + 0.5 E-DMM до 0.9 E-DMM + 0.1 PM.

Средняя степень плавления источника – 9.1 \pm 3.8% по модели BM, а согласно модели AFM – 15.4 \pm 5.2%, что немного превышает значения для примитивных стекол MORB (7.4 \pm 2.2 и 12.5 \pm \pm 3.8% соответственно). В то же время повышенные значения степени плавления источника расплавов изучаемых оливин-порфировых базальтов хорошо согласуются с таковыми, оцененными для других пород офиолитового комплекса Камчатского Мыса.

Низкое давление при плавлении мантии, вызванное повышенной скоростью декомпрессии, может объяснить повышенные оценки степени плавления, полученные для пород Камчатского Мыса, Sr-аномалии и раннее сульфидное насыщение.

Благодарности. Авторы благодарны М.В. Портнягину (ГЕОХИ РАН) за ценные замечания на самых ранних этапах подготовки статьи и В.С. Каменецкому (UTAS) за содержательную рецензию, позволившую существенно улучшить представление материала.

Финансовые источники. Работа выполнена при поддержке гранта РНФ № 16-17-10145.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Батанова В.Г., Лясковская З.Е., Савельева Г.Н., Соболев А.В. Перидотиты п-ова Камчатский Мыс: свидетельство плавления океанической мантии вблизи горячей точки // Геология и геофизика. 2014. Т. 55. № 12. С. 1748–1758.

Краснова Е.А., Портнягин М.В., Силантьев С.А. и др. Двухстадийная эволюция мантийных перидотитов разломной зоны Стелмейт (СЗ Пацифика) // Геохимия. 2013. Т. 51. № 9. С. 759–772.

Миронов Н.Л., Портнягин М.В. Связь окислительновосстановительных условий плавления мантии и содержаний меди и серы в первичных магмах на примере Толбачинского Дола (Камчатка) и хребта Хуан-де-Фука (Тихий океан) // Петрология. 2018. Т. 26. № 2. С. 140–162.

Попов Д.В., Некрылов Н., Плечов П.Ю. и др. Состав и условия образования исходных расплавов юрских долеритов Юго-Западного Крыма по данным изучения расплавных включений во вкрапленниках оливина // Петрология. 2017. Т. 25. № 3. С. 265–298.

Портнягин М.В., Савельев Д.П., Хёрнле К. Плюмовая ассоциация меловых океанических базальтов Восточной Камчатки: особенности состава шпинели и родоначальных магм // Петрология. 2005. Т. 13. № 6. С. 626–645.

Савельев Д.П. Плагиоклазовые пикриты п-ова Камчатский Мыс (Восточная Камчатка) // Вулканология и сейсмология. 2014. № 4. С. 43–53.

Соболев А.В. Включения расплавов в минералах как источник принципиальной петрологической информации // Петрология. 1996. Т. 4. № 3. С. 228–239.

Тобелко Д.П., Портнягин М.В., Крашенинников С.П. и др. Состав и условия образования примитивных магм Карымского вулканического центра (Камчатка) по данным изучения расплавных включений и микроэлементной термобарометрии // Петрология. 2019. Т. 27. № 3. С. 258–281.

Хотин М.Ю., Шапиро М.Н. Офиолиты Камчатского Мыса (Восточная Камчатка): строение, состав, геодинамические условия формирования // Геотектоника. 2006. № 4. С. 61–89.

Ariskin A.A., Bychkov K.A., Nikolaev G.S., Barmina G.S. The COMAGMAT-5: Modeling the effect of Fe–Ni sulfide immiscibility in crystallizing magmas and cumulates // J. Petrol. 2018. V. 59. Iss. 2. P. 283–298.

Avdeiko G.P., Savelyev D.P., Palueva A.A., Popruzhenko S.V. Evolution of the Kurile-Kamchatkan volcanic arcs and dynamics of the Kamchatka-Aleutian junction // Eds. J. Eichelberger, E. Gordeev, P. Izbekov, M. Kasahara and J. Lees. Volcanism and Subduction: The Kamchatka Region. American Geophysical Union. 2007. P. 37–55.

Danyushevsky L.V., Della-Pasqua F.N., Sokolov S. Re-equilibration of melt inclusions trapped by magnesian olivine phenocrysts from subduction-related magmas: petrological implications // Contrib. Mineral. Petrol. 2000. V. 138. Iss. 1. P. 68–83.

Danyushevsky L.V., Plechov P. Petrolog3: Integrated software for modeling crystallization processes // Geochem. Geophys. Geosys. 2011. V. 12. P. 1–32.

Dick H.J.B. Abyssal peridotites, very slow spreading ridges and ocean ridge magmatism // Eds. A.D. Sounders and M.J. Norry. Magmatism in the Ocean Basins. Geological Society Special Publication, London. 1989. P. 71–105.

Duncan R., Green D.H. Role of multistage melting in the formation of oceanic crust // Geology. 1980. V. 8. Iss. 1. P. 22–26.

Gast P.W. Trace element fractionation and the origin of tholeiitic and alkaline magma types // Geochim. Cosmochim. Acta. 1968. V. 32. Iss. 10. P. 1057–1086.

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. Iss. 2. P. 563–578.

Herzberg C., Asimow P.D., Arndt N. et al. Temperatures in ambient mantle and plumes: Constraints from basalts, picrites, and komatiites // Geochem. Geophys. Geosys. 2007. V. 8. P. 1–34.

Jaques A.L., Green D.H. Anhydrous melting of peridotite at 0–15 kbar pressure and the genesis of tholeiitic basalts // Contrib. Mineral. Petrol. 1980. V. 73. P. 287–310.

Jenner F.E., O'Neill H.S.C. Analysis of 60 elements in 616 ocean floor basaltic glasses // Geochem. Geophys. Geosys. 2012. V. 13. Iss. 2. P. 1–11.

Konstantinovskaia E.A. Arc–continent collision and subduction reversal in the Cenozoic evolution of the Northwest Pacific: an example from Kamchatka (NE Russia) // Tectonophysics, 2001. V. 333. Iss. 1. P. 75–94.

Korneeva A.A., Nekrylov N., Kamenetsky V. et al. Composition, crystallization conditions and genesis of sulfide-saturated parental melts of olivine-phyric rocks from Kamchatsky Mys (Kamchatka, Russia) // Lithos. 2020. V. 370– 371. P. 105657.

Li C.S., Ripley E.M. Empirical equations to predict the sulfur content of mafic magmas at sulfide saturation and applications to magmatic sulfide deposits // Mineral. Deposita. 2005. V. 40. Iss. 2. P. 218–230.

Liang Y., Liu B. Simple models for disequilibrium fractional melting and batch melting with application to REE fractionation in abyssal peridotites // Geochim. Cosmochim. Acta. 2016. V. 173. P. 181–197.

McDonough W.F., Sun S.S. The composition of the Earth // Chem. Geol. 1995. V. 120. Iss. 3–4. P. 223–253.

Nekrylov N., Portnyagin M.V., Kamenetsky V.S. et al. Chromium spinel in Late Quaternary volcanic rocks from Kamchatka: Implications for spatial compositional variability of subarc mantle and its oxidation state // Lithos. 2018. V. 322. P. 212–224.

Portnyagin M., Hoernle K., Plechov P. et al. Constraints on mantle melting and composition and nature of slab components in volcanic arcs from volatiles (H_2O , S, Cl, F) and trace elements in melt inclusions from the Kamchatka Arc // Earth Planet. Sci. Lett. 2007a. V. 255. Iss. 1–2. P. 53–69.

ПЕТРОЛОГИЯ том 29 № 1 2021

Portnyagin M., Bindeman I., Hoernle K., Hauff F. Geochemistry of primitive lavas of the Central Kamchatka Depression: magma generation at the edge of the Pacific Plate // Geophysical Monograph – Americal Geophysical Union. 2007b. V. 172. P. 1–41.

Portnyagin M., Savelyev D., Hoernle K. et al. Mid-Cretaceous Hawaiian tholeiites preserved in Kamchatka // Geology. 2008. V. 36. Iss. 11. P. 903–906.

Portnyagin M., Hoernle K., Savelyev D. Ultra-depleted melts from Kamchatkan ophiolites: Evidence for the interaction of the Hawaiian plume with an oceanic spreading center in the Cretaceous? // Earth Planet. Sci. Lett. 2009. V. 287. Iss. 1–2. P. 194–204.

Savelyev D.P., Kamenetsky V.S., Danyushevsky L.V. et al. Immiscible sulfide melts in primitive oceanic magmas: Evidence and implications from picrite lavas (Eastern Kamchatka, Russia) // Amer. Mineral. 2018. V. 103. Iss. 6. P. 886–898.

Shaw D.M. Trace element fractionation during anatexis // Geochim. Cosmochim. Acta. 1970. V. 34. P. 237–243.

Sides I.R., Edmonds M., Maclennan J. et al. Eruption style at Kīlauea Volcano in Hawai'i linked to primary melt composition // Nat. Geosci. 2014. V. 7. Iss. 6. P. 464–469.

Smythe D.J., Wood B.J., Kiseeva E.S. The S content of silicate melts at sulfide saturation: New experiments and a model incorporating the effects of sulfide composition // Amer. Mineral. 2017. V. 102. Iss. 4. P. 795–803.

Sobolev A.V., Shimizu N. Ultra-depleted primary melt included in an olivine from the Mid-Atlantic Ridge // Nature. 1993. V. 363. Iss. 6425. P. 151–154.

Stolper E., Newman S. The role of water in the petrogenesis of Mariana trough magmas // Earth Planet. Sci. Lett. 1994. V. 121. Iss. 3–4. P. 293–325.

Volynets A.O., Churikova T.G., Wörner G. et al. Mafic Late Miocene–Quaternary volcanic rocks in the Kamchatka back arc region: implications for subduction geometry and slab history at the Pacific–Aleutian junction // Contrib. Mineral. Petrol. 2010. V. 159. Iss. 5. P. 659–687.

Workman R.K., Hart S.R. Major and trace element composition of the depleted MORB mantle (DMM) // Earth Planet. Sci. Lett. 2005. V. 231. Iss. 1–2. P. 53–72.

Yaxley G.M., Kamenetsky V.S., Kamenetsky M. et al. Origins of compositional heterogeneity in olivine-hosted melt inclusions from the Baffin Island picrites // Contrib. Mineral. Petrol. 2004. V. 148. Iss. 4. P. 426–442.

Zou H. Trace element fractionation during modal and nonmodal dynamic melting and open-system melting: a mathematical treatment // Geochim. Cosmochim. Acta. 1998. V. 62. Iss. 11. P. 1937–1945.

Variations of Source Composition and Melting Degrees of Olivine-Phyric Rocks from Kamchatsky Mys: Results of the Geochemical Modeling of Trace Elements Contents in Melts

N. Nekrylov^{1, 2}, A. A. Korneeva^{2, 3}, D. P. Savelyev⁴, and T. N. Antsiferova^{1, 5}

¹Fersman Mineralogical Museum, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia ²Institute of Experimental Mineralogy, Russian Academy of Sciences, Chernogolovka, Russia ³Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia

⁴Institute of Volcanology and Seismolog, Far Eastern Branch of Russian Academy of Sciences, Petropavlovsk-Kamchatsky, Russia

⁵Institute of Geology of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy and Geochemistry, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia

We conducted the geochemical modeling of trace elements contents for primary melts of olivine-phyric rocks from Kamchatsky Mys. This modeling reveals substantial chemical heterogeneity of their source while the average source composition is close to the E-DMM. The average estimation of the melting degree is in the range from $9.1 \pm 3.8\%$ for the model of modal batch melting to $15.4 \pm 5.2\%$ for the model of accumulated fractional melting, which is slightly higher than the estimation for primitive MORB glasses (7.4 ± 2.2 and $12.5 \pm 3.8\%$ respectively). It is in a good agreement with high melting degrees estimated earlier for other rocks of the Kamchatsky Mys ophiolites. Low pressure of mantle melting caused by the elevated speed of decompression relatively to the average MORB could explain elevated melting degrees estimated for Kamhcatsky Mys ophiolites as well as their characteristic Sr-anomalies and sulfide saturation on the earliest stages of magmatic evolution.

Keywords: Kamchatsky Mys, mantle melting, olivine, melt inclusions

УДК 552.11:552.3:550.4(571.17)

ПАЛЕОЗОЙСКИЕ ЩЕЛОЧНО-МАФИТОВЫЕ ИНТРУЗИИ КУЗНЕЦКОГО АЛАТАУ, ИХ ИСТОЧНИКИ И УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ РАСПЛАВОВ

© 2021 г. В. В. Врублевский^{а, *}, И. Ф. Гертнер^а

^аТомский государственный университет, Томск, Россия *e-mail: vasvr@yandex.ru Поступила в редакцию 18.03.2020 г. После доработки 16.05.2020 г. Принята к публикации 21.05.2020 г.

В северной части щелочной изверженной провинции Кузнецкого Алатау находится ареал дифференцированных интрузивов кембрийского, девонского и пермского возраста, сложенных субщелочным и щелочным габбро, фойдолитами, нефелиновыми и щелочными сиенитами, редко карбонатитами. Первичные расплавы, из которых сформировались изученные породы, умеренно фракционированы ((La/Yb)_N до ~7-12) и могли образоваться в мантийных условиях при 1-10% парциальном плавлении шпинелевого лерцолита. Распределение LILE и HFSE в мафитовых породах (в г/т: Rb 6–58, Ba 111–2499, Sr 175–1555, REE 28–208, Zr 40–315, Nb 1.5–52, Th 0.3–12, U 0.2–7.4) свидетельствует о вероятном магмогенезисе с вовлечением вещества океанической и окраинно-континентальной литосферы, подобного OIB и IAB. При этом источник материнского расплава был гетерогенным и состоял из смеси компонентов деплетированной (PREMA и E-MORB) и обогащенной (ЕМ-типа) мантии с промежуточным изотопным соотношением $\varepsilon_{Nd}(T) \sim 3-9$. Неоднородность источника отражается в первичном изотопном составе Pb горных пород и минералов: 208 Pb/ 204 Pb = 37.49 - 38.12, 207 Pb/ 204 Pb = 15.53 - 15.71, 206 Pb/ 204 Pb = 17.92 - 20.65. Последующая контаминация расплавов материалом верхней коры привела к одновременному повышению изотопных соотношений $({}^{87}\text{Sr}/{}^{86}\text{Sr})_{\text{T}} \sim 0.7042 - 0.7074; \delta^{18}\text{O}_{\text{V-SMOW}} \sim 6.3 - 15.5\%$, а также к обогащению пород ${}^{207}\text{Pb}$. На основании геохимических признаков предполагается образование первичных расплавов под воздействием мантийного плюма (горячей точки ОІВ-типа) на аккреционно-коллизионные комплексы бывшей активной окраины континента. В подобной геодинамической обстановке следует ожидать неоднородные магматические источники даже в пределах небольшой изверженной провинции.

Ключевые слова: щелочной магматизм, геохимия, петрогенезис, мантийный плюм, континентальная окраина, Кузнецкий Алатау, Центрально-Азиатский складчатый пояс **DOI:** 10.31857/S0869590321010088

введение

Развитие щелочного магматизма на континентах и в океанах, как правило, связывают с периодами активности мантийных плюмов (Yarmolyuk et al., 2014; Ernst, 2014). В складчатых поясах мантийную природу щелочного магматизма часто маскируют процессы взаимодействия первичных магм с веществом аккреционно-коллизионных комплексов. Примером могут служить разновозрастные ассоциации щелочных пород и карбонатитов Центрально-Азиатского складчатого пояса (ЦАСП) (Покровский и др., 1998; Morikiyo et al., 2001; Никифоров и др., 2002, 2006; Doroshkevich et al., 2012; Baatar et al., 2013; Крупчатников и др., 2015; Врублевский, 2015; Врублевский и др., 2012, 2014, 20166; Vrublevskii et al., 2018, 2019, 2020a, 2020b).

Возникновение обширных ареалов щелочного мафит-ультрамафитового магматизма связано с деятельностью мантийных плюмов. В Алтае-Саянском и Байкальском сегментах ЦАСП (Кузнецкий Алатау, юго-восток Горного Алтая, Восточный Саян, плато Сангилен в Юго-Восточной Туве, Приольхонье, Витимское нагорье в Западном Забайкалье, Юго-Западное Прихубсугулье в Северной Монголии) отмечается несколько подобных центров палеозойского возраста: 520–420, 405–385, 310–260 млн лет (Яшина, 1982; Никифоров, Ярмолюк, 2007; Скляров и др., 2009; Doroshkevich et al., 2012; Дорошкевич и др., 2014, 2018; Врублевский и др., 2012, 2014, 2016б, Vrublevskii et al., 2019; Избродин и др., 2017; Сальникова и др., 2018; Никифоров и др., 2019).

В составе палеозойской щелочной провинции, выделяемой в Кузнецкого Алатау (Андреева, 1968; Андреева и др., 1984), преобладают магматические комплексы K-Na мафитовых фельдшпатоидных пород. В северной части региона, так называемой Мариинской Тайге, они распространены в виде ареала небольших по размерам плутонов с разным возрастом и соотношением субщелочных и щелочных габброидов, фойдолитов, нефелиновых и щелочных сиенитов. По данным изотопной геохронологии магматизм мог происходить неоднократно в среднем кембрии-раннем ордовике (~510-480 млн лет), в раннем-среднем девоне (~410-385 млн лет) и в поздней перми (~265 млн лет) (Врублевский и др., 2014; Vrublevskii et al., 2020b). Вулканические аналоги наиболее распространенных девонских интрузий широко развиты в Минусинском рифтогенном прогибе (Воронцов и др., 2013), обрамляющем Кузнецкий Алатау с востока. Подобно другим продуктам ранне- и среднепалеозойского базитового магматизма Алтае-Саянской области ЦАСП, они могут быть производными Северо-Азиатского PREMA-суперплюма (Ярмолюк, Коваленко, 2003, Kuzmin et al., 2010).

В настоящей статье обобщены новые и уже опубликованные прецизионные данные по геохимии главных разновидностей субщелочных и щелочных пород провинции, полученные нами на протяжении последних 30 лет. Несмотря на разный возраст изученных представительных плутонов, их сходство по геохимии редких рассеянных элементов, радиогенных и стабильных изотопов позволяет предполагать родство источников и сложной геодинамической обстановки магматизма. Первичные расплавы могли возникать из гетерогенного мантийного субстрата в условиях взаимодействия плюма с веществом аккреционно-коллизионных комплексов ранее существовавшей активной окраины континента.

ГЕОЛОГИЯ И ПЕТРОГРАФИЯ ЩЕЛОЧНО-МАФИТОВЫХ ПЛУТОНОВ

Тектоническая позиция. Горно-складчатое сооружение Кузнецкого Алатау, где была сформирована щелочная магматическая провинция, представляет собой каледонский террейн в составе ЦАСП с преобладанием в структуре комплексов океанической литосферы и островных дуг (Кунгурцев и др., 2001). Для него характерно неоднородное строение с чередованием выступов докембрийского фундамента, раннекаледонских поднятий и прогибов, а также среднепалеозойских впадин. В связи с неоднократной сменой тектонического режима наблюдается неравномерное распространение дислоцированных эффузивных, терригенно-карбонатных образований неопротерозоя-кембрия и субконтинентальных вулканогенно-осадочных отложений среднего палеозоя. В ходе эволюции регионального магматизма происходило формирование позднерифейских и палеозойских мафит-ультрамафитовых, габбромонцонитовых, гранитоидных и щелочно-базитовых комплексов (Шокальский и др., 2000).

Большинство щелочно-мафитовых интрузий локализовано в северо-восточном секторе Кузнецко-Алатауского хребта, где образуют ареал около 80-100 км в поперечнике (рис. 1б). Среди них выделяется три группы плутонов разного возраста (табл. 1, рис. 1в). Наиболее древние кембрийские массивы локализованы в осевой части горного хребта (например, Верхнепетропавловский и Университетский массивы). Ближе к его восточной периферии расположены левонские шелочные интрузивы (Кия-Шалтырский, Дедовогорский, Белогорский, Кургусульский). Предполагается, что Горячегорский плутон и его возможные сателлиты Подтайга и Андрюшкина Речка на границе с Минусинским прогибом (бассейн рек Береш, Ничкурюп. Базыр) могут иметь позднепермский возраст. Для провинции выбранные шелочные массивы являются представительными по петрографическому составу и не несут признаков масштабных метасоматических процессов.

Возраст и строение плутонов. Щелочные массивы (до $\sim 1-3 \text{ км}^2$) приурочены к зоне регионального глубинного разлома (рис. 16, 1в) и обычно прорывают метаморфизованные карбонатно-терригенные отложения и вулканиты рифея—кембрия. Горячегорский интрузив и его сателлиты расположены в поле раннедевонских эффузивов.

Интрузии позднекембрийской (~500 млн лет) эпохи. Согласно полученным геохронологическим данным, при современном эрозионном уровне региона к этому временному рубежу можно отнести два интрузивных массива. Представительный Верхнепетропавловский плутон образует шток, в котором преобладающее субщелочное габбро инъецировано телами тералитов, полевошпатовых ийолитов, фойяитов и поздних апатит-кальцитовых карбонатитов (Врублевский, 2015). Изотопный возраст фойдолитов и карбонатитов (~500-510 млн лет, Sm-Nd изохрона) согласуется с U-Pb датировками по акцессорному ширкону (~480–490 млн лет) из отдельных популяций его зерен в более поздних щелочно-базитовых плутонах провинции (Врублевский и др., 2014). Массив Университетский сложен преимущественно субщелочным и щелочным габбро, рассеченными дайками фойдолитов и мелкими жилами пегматоидных нефелиновых сиенитов (Осипов и др., 1989; Mustafayev et al., 2017).

Интрузии раннедевонской (~400 млн лет) эпохи. Среди изученных нами щелочно-мафитовых плутонических ассоциаций производные девонского магматизма являются самыми распространенными, что соответствует существующим представлениям (Андреева и др., 1984; Шокальский и др., 2000; Уваров, Уварова, 2008.). Наиболее дифференцированный Кия-Шалтырский массив состоит из трех пластинообразных тел, сложенных уртита-



Рис. 1. Геологическая позиция и строение щелочно-мафитовых плутонов в северной части Кузнецкого Алатау. (а) — расположение террейна Кузнецкого Алатау (прямоугольный контур) в ЦАСП, по (Şengör et al., 1993). (б) — фрагмент тектонической схемы западной части Алтае-Саянской складчатой области с ареалом распространения щелочно-мафитовых плутонов (белые кружки вне масштаба, причем, кружки большего размера — изученные массивы) в провинции Кузнецкого Алатау (КА), по (Врублевский и др., 2014 и ссылки там). 1 — отложения кайнозоя, 2 рифтогенные прогибы среднего и позднего палеозоя, 3 — каледониды и более древние структуры, 4 — глубинные разломы.

(в) – схемы геологического строения северо-восточной части Кузнецкого Алатау и представительных щелочных плутонов (Р – Подтайга, Аг – Андрюшкина Речка), по (Андреева, 1968; Осипов и др., 1989; Шокальский и др., 2000; Врублевский, 2015; Врублевский и др., 2014, 20166; Vrublevskii et al., 2020b). Отмечен изотопный возраст массивов, в млн лет. 1 – вулканиты и терригенные отложения девонских грабенов, 2 – вулканиты и карбонатные отложения раннего и среднего кембрия, 3 – кремнисто-сланцевые, вулканогенные и карбонатные отложения позднего неопротерозоя и раннего кембрия; 4–5 – габбро-сиенитовые интрузии (4) и гранитоиды (5) раннего палеозоя; 6 – офиолитовая ассоциация неопротерозоя, 7–14 – породы щелочно-мафитовых плутонов палеозоя: субщелочное габбро (7) и лейкогаббро (8), тералиты (9), плагиоклазовые ийолиты (лейкотералиты) (10), полевошпатовые ийолиты и уртиты (ювиты) (11), уртиты, пегматоидные ийолиты (12), нефелиновые сиениты (фойяиты) (13), дайки и жилы пегматоидных нефепиновых сиенитов (14); 15 – разрывные тектонические нарушения, 16 – границы геологических тел, 17 – фациальные петрографические границы.

ми и ийолит-уртитами, лейкократовым и меланократовым субщелочным габбро. Они сопровождаются жилами ийолитов, нефелиновых и щелочных сиенитов. Изотопный возраст (U-Pb, Sm-Nd) пород варьирует в интервале ~407—390 млн лет (Врублевский и др., 2014). Кургусульский массив имеет форму штока и состоит преимущественно из порфировидных ювитов и более ранних тералитов. Ювиты содержат цирконы двух генераций с возрастом ~485 и 395—390 млн лет. В Дедовогорском штокоподобном массиве преобладает лейкократовое субщелочное габбро (~407 млн лет,

ПЕТРОЛОГИЯ том 29 № 1 2021

Плутоны	Магматическая порода	Возраст (млн лет), метод, материал	Литературные ссылки
UP	Фойдолит, карбонатит	509 ± 10, Sm-Nd, минералы	Врублевский и др., 2014
	Тералит	502 ± 46, Rb-Sr, минералы	То же
	Тералит, фойдолит	490 ± 39, Rb-Sr, порода	Врублевский, 2015
U	Субщелочное габбро	498 ± 23, Sm-Nd, минералы	Mustafayev et al., 2017
KSh	Субщелочное габбро	406 ± 2 , Rb-Sr, минералы	Врублевский и др., 2014
	То же	407 ± 14, Sm-Nd, минералы	То же
	Уртит	405 ± 17, Sm-Nd, минералы	"_"
	Ийолит	399 ± 5, U-Pb, циркон	"_"
	Нефелиновый сиенит	388 ± 3, U-Pb, циркон	"_"
	То же	378 ± 15, К-Аг, нефелин	Андреева, 1968
DG	Субщелочное габбро	407 \pm 14, Sm-Nd, минералы	Врублевский и др., 2014
	Нефелиновый сиенит	401 ± 2, U-Рb, бадделеит	То же
	То же	401 ± 7, U-Рb, циркон	"_"
BG	Фойдолит	403 ± 3, Ar-Ar, амфибол	Врублевский и др., 2016б
	Нефелиновый сиенит	401 ± 3, Ar-Ar, амфибол	То же
Κ	Ювит	394 ± 9 , U-Pb, циркон	Врублевский и др., 2014
GG	Фойдолит	265 ± 75 , Sm-Nd, минералы	Vrublevskii et al., 2020b
	Нефелиновый сиенит	264 ± 2, U-Рb, циркон	То же

Таблица 1. Обзор данных изотопного датирования щелочно-мафитовых интрузий в северной части Кузнецкого Алатау

Примечание. Плутоны: Верхнепетропавловский (UP), Университетский (U), Кия-Шалтырский (KSh), Дедовогорский (DG), Белогорский (BG), Кургусульский (K), Горячегорский (GG).

Sm-Nd), инъецированное фойяитами (~400 млн лет, U-Pb) (Врублевский и др., 2014). Белогорский массив образует два сближенных штока, сложенных габбро, тералитами, фойдолитами и более поздними фойяитами. Ar-Ar возраст породообразующего амфибола составляет 401—403 млн лет (Врублевский и др., 2016б).

Интрузии позднепермской (~265 млн лет) эпохи. Горячегорский массив образует штоковидное тело, состоящее из плагиоклазовых ийолитов ("лейкотералиты"), ювитов и поздних инъекционных нефелиновых сиенитов. U-Pb датировки по циркону из сиенитов показывают наличие двух генераций минерала: ~485–480 и ~265 млн лет (Врублевский и др., 2014; Vrublevskii et al., 2020b). Малые интрузии Андрюшкина Речка и Подтайга представляют собой пластообразную залежь субвулканических берешитов (основных фойдолитов) и два дайковых тела ийолит-уртитов соответственно.

Общей чертой щелочно-мафитовых плутонов Кузнецкого Алатау является наличие пород дайковой фации, соответствующих составу главных интрузивных фаз. Среди них распространены трахидолериты, камптониты, тералит-порфириты, тингуаиты, микроийолиты, фойдолитовые порфиры, нефелиновые и щелочные сиениты.

Общая петрографическая характеристика. Все изверженные породы шелочно-мафитовых плутонов имеют массивное полнокристаллическое строение (рис. 2). Субщелочное габбро обычно представлено лейкократовой (модальное количество мафических минералов (M) \leq 50) трахитоидной и мезократовой (M = 50-70) крупно- и среднезернистыми разновидностями. Для их состава характерна устойчивая ассоциация оливина, Ті-содержащего клинопироксена (диопсида, салит-фассаита), бурого амфибола и среднего или основного плагиоклаза, обладающих переменным идиоморфизмом (рис. 3а, 3б). Более шелочные разновидности габброидов соответствуют тералитам, в которых, наряду с уже отмеченными минералами, до 5–7 об. % присутствует нефелин (рис. 3в). В лейкотералитах, так называемых "горячитах" Горячегорского массива, содержание фельдшпатоида может достигать ~30 об. %. Собственно нефелин-пироксеновые породы представлены разновидностями ийолит-уртитового ряда, основными фойолитами и ювитами (полевошпатовый уртит) (рис. 2в, 2г). Их общим признаком является агпаитовая структура, особенно отчетливо проявленная в уртитах (рис. 2д,



Фойдолиты и нефелиновые сиениты



Рис. 2. Главные разновидности магматических пород в щелочно-мафитовых плутонах Кузнецкого Алатау. Субщелочное габбро лейкократовое (а) и мезократовое (б) в Дедовогорском и Кия-Шалтырском массивах; полевошпатовые ийолит-уртит (в) и уртит (ювит) (г) Верхнепетропавловского и Кургусульского массивов; уртит (д) Кия-Шалтырского массива; нефелиновый сиенит (фойяит) (е) Горячегорского массива. *Срх* – клинопироксен, *Pl* – плагиоклаз, *Fsp* – калиевый полевой шпат, *Ne* – нефелин. Фотосъемка выполнена цифровой камерой Sony α 300.

рис. Зд), а также появление в ассоциации с нефелином эгиринсодержащего клинопироксена наряду с распространенным титан-авгитом (рис. Зг). Вторичные изменения мафитов обычно ограничиваются частичным замещением оливина иддингситом, нефелина и калиевого полевого шпата глинистым веществом, а также соссюритизацией основного и среднего плагиоклаза.

Формирование плутонов завершается небольшими штоками и инъекционными жильными телами нефелиновых сиенитов средне-, крупнозернистого или пегматоидного строения (рис. 2е, рис. 3е). Характерной чертой состава этих пород является ассоциация бурой роговой обманки и эгирин-авгита (M = 10–30), что позволяет относить их к фойяитам. Преобладающие салические минералы представлены ортоклаз-пертитом (~60 об. %), нефелином (до ~20 об. %) и альбитом. При становлении только Верхнепетропавловского плутона наряду с нефелиновыми сиенитами происходило образование жильных карбонатитов (Врублевский, 2015). Породы имеют неравномернозернистый массивный облик и сложены мозаичным кальцитовым агрегатом (до ~50–70 об. %), в который погружены субидиоморфные кристаллы апатита (до ~5–20 об. %), а также клинопироксена (фассаита), ферромонтичеллита, флогопита и магнетита.

АНАЛИТИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ

Концентрации петрогенных и редких рассеянных элементов измерены методами XRF (энерго-

ВРУБЛЕВСКИЙ, ГЕРТНЕР

Субщелочное и щелочное габбро

Рис. 3. Микроструктурные особенности магматических пород в шелочно-мафитовых плутонах Кузнецкого Алатау. (а, б) – гипидиоморфная (габбровая, офитовая) микроструктура с эв- и субгедральными зернами оливина (*Ol*), Ti-содержащего клинопироксена (*Cpx*), основного плагиоклаза (*Pl*), бурого амфибола (*Amp*) в субщелочном габбро Кия-Шалтырского и Дедовогорского массивов; (в) – гипидиоморфная микроструктура (*Ne* – нефелин) в щелочном габбро (тералит, лейкотералит) Горячегорского массива; (г) – гипидиоморфная (агпаитовая) микроструктура в полевошпатовом ийолит-уртите (*Fsp* – калиевый полевой шпат) Горячегорского массива; (д) – агпаитовая микроструктура в уртите Кия-Шалтырского массива; (е) – гипидиоморфная (агпаитовая) микроструктура в пироксен-амфиболовом фойяите Дедовогорского массива; (е) – гипидиоморфная (агпаитовая) микроструктура в пироксен-амфиболовом фойяите Дедовогорского массива; (в) – гипидиоморфная (агпаитовая) микроструктура в пироксен-амфиболовом фойяите Дедовогорского массива; (б) – гипидиоморфная (агпаитовая) микроструктура в пироксен-амфиболовом фойяите Дедовогорского массива; (с) – гипидиоморфная (агпаитовая) микроструктура в пироксен-амфиболовом фойяите Дедовогорского массива; (с) – гипидиоморфная (агпаитовая) микроструктура в пироксен-амфиболовом фойяите Дедовогорского массива; (с) – гипидиоморфная (агпаитовая) и икроструктура в пироксен-амфиболовом фойяите Дедовогорского массива; (с) – гипидиоморфная (агпаитовая) микроструктура в пироксен-амфиболовом фойяите Дедовогорского массива; (с) – гипидиоморфная (агпаитовая) и икроструктура в пироксен-амфиболовом фой-

дисперсионный спектрометр Oxford ED2000, рентгенофлюоресцентный спектрометр ARL-9900XL) и ICP-MS (Agilent 7500сх, Finnigan MAT-262, Finnigan Element 2) в Национальном исследовательском Томском государственном университете (Томск), Институте геологии и минералогии СО РАН (Новосибирск), Институте минералогии, геохимии и кристаллохимии редких элементов (Москва), Тихоокеанском центре изотопных и геохимических исследований (Университет Британской Колумбии, Ванкувер, Канада).

Изотопный состав Sm-Nd и Rb-Sr изучен в статическом режиме на масс-спектрометрах МИ 1201-1, Finnigan MAT-262 и MAT-260, Finnigan Triton (TIMS) в институтах Российской академии наук: Геологическом институте КНЦ (Апатиты), Институте геологии и геохронологии докембрия (Санкт-Петербург), Институте геохимии и аналитической химии, Институте геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии, Геологическом институте (Москва) и в Университете Британской Колумбии (Ванкувер, Канада). Концентрации элементов определены изотопным разбавлением с точностью 1 отн. % для Rb и Sr и 0.5 отн. % для Sm и Nd. Ошибки (2о) не превышают 0.5 отн. % для ⁸⁷Rb/⁸⁶Sr и 0.2 отн. % для ¹⁴⁷Sm/¹⁴⁴Nd, 0.05 отн. % для ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr и

0.005 отн. % ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd. Аналитический контроль с параллельным измерением стандартных образцов показал средние результаты: La Jolla ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd = $= 0.511828 \pm 22$; 0.511833 ± 15 ; 0.511837 ± 12 ; 0.511839 ± 8 ; 0.511853 ± 16 (нормализовано по ¹⁴⁶Nd/¹⁴⁴Nd = 0.7219); SRM-987 ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr = 0.710238 ± 16 ; 0.710250 ± 12 (нормализовано по ⁸⁸Sr/⁸⁶Sr = = 8.37521). Расчет первичных (T = 500, 400, 265 млн лет) изотопных отношений, ε_{Nd} и ε_{Sr} проведен по современным параметрам модельных резервуаров CHUR (¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd = 0.512638; ¹⁴⁷Sm/¹⁴⁴Nd = 0.1967) и UR (⁸⁷Sr/⁸⁶Sr = 0.7045; ⁸⁷Rb/⁸⁶Sr = 0.0827) (Faure, 1986).

Изотопный Pb-Pb анализ горных пород проводился в статическом режиме на MC-ICP-MS комплексе Nu Instruments Plasma (Nu 021) в Тихоокеанском центре изотопных и геохимических исследований (Университет Британской Колумбии, Ванкувер, Канада) по нормализованной процедуре (NIST SRM 981, $\pm 2\sigma$; ²⁰⁸Pb/²⁰⁴Pb = 36.7202 \pm 58, ²⁰⁷Pb/²⁰⁴Pb = 15.4999 ± 20 , ²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb = 16.9431 ± 21 ; n = 19) (Weis et al., 2006). Изотопный состав свинца в породообразующем микроклине, пирротине и пирите измерен на Thermo Scientific Neptune MC-ICP-MS масс-спекрометре (Германия) в Институте геологии рудных месторождений петро-
графии, минералогии и геохимии по стандартной методике (Чернышов и др., 2007). Для масс-спектрометрии свинец экстрагировали из 10-15 мг аликвот в смеси $HCl + HNO_3$ в среде HBr на хроматографических колонках с анионитом 1 × 8 Bio-Rad AG. Перед изотопным анализом растворы Рb (3% HNO₃) были предварительно трассированы Tl с известным соотношением ²⁰⁵Tl/²⁰³Tl. Образцы вводились в факел масс-спектрометра с помощью кварцевой распылительной камеры. Измеренные соотношения изотопов Рb были нормализованы по станлартному значению ²⁰⁵T1/²⁰³Tl. равному 2.3889 ± 2. Аналитическая точность оценивалась по результатам измерения стандартных образцов USGS: AGV-2 (²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb = 18.871 ± 5; $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15.621 \pm 4$; $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 38.548 \pm 10$) (n = 5) u BCR-1 (²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb = 18.822 ± 6; 207 Pb/ 204 Pb = 15.640 ± 4; 208 Pb/ 204 Pb = 38.737 ± 12) (n = 10). Ошибка 2 σ анализа Pb составила $\pm 0.04\%$.

Величина δ^{18} О изверженных пород и породообразующих минералов (клинопироксен, нефелин, полевой шпат) определялась в лабораториях Геологического института (Москва) и Геологического института (Улан-Удэ) на масс-спектрометрах МИ 1201-В, Delta V Advantage и Finnigan MAT-253. Кислород из силикатов выделялся при помощи CIF₃. Изотопный состав кислорода в породах изучался методами газовой хроматографии с массспектрометрией (GC-MS) и лазерной абляции с системой MIR 10–30. Величина δ^{18} О приведена в промилле относительно значения V-SMOW. The $\delta^{18}O_{V-SMOW}$ в стандарте NBS-28 (кварц) составила 9.62‰ за все время измерений. Аналитическая ошибка δ^{18} О не превышала $\pm 0.2‰$.

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ЩЕЛОЧНО-МАФИТОВЫХ КОМПЛЕКСОВ

Петрогенные элементы. Разновозрастные щелочно-мафитовые интрузивы Кузнецкого Алатау в различной степени представлены дифференциатами K-Na магматической серии субщелочное габбро-тералит-фойдолит (ийолит, уртит, полевошпатовый фойдолит, ювит)-нефелиновый сиенит (фойяит), редко жильный карбонатит (Врублевский, 2015). Химический состав главных разновидностей пород характеризуется пониженной кремнекислотностью (SiO₂ 40-57 мас. %), широкими вариациями щелочности ((Na₂O + K₂O) 1.5-15 мас. %; Na₂O/K₂O 1.5-7.2) и глинозема (Al₂O₃ 7-28 мас. %) (табл. 2-5, рис. 4). От габбро к фойяитам происходит накопление кремния, алюминия и щелочей с одновременным уменьшением содержаний CaO (18-1.7 мас. %), MgO (11-0.3 мас. %), Fe₂O₃ (14-2.5 мас. %) и совместимых элементов: Cr (от 766-530 до 10-4 г/т), Ni (от 170-90 до 10-3 г/т), Со (от 52 до 5-2 г/т), V (от

749—260 до 5—1 г/т), Sc (от 93—50 до 3—1 г/т). В целом этот тренд согласуется с моделью фракционной кристаллизации по Н. Боуэну. На TAS-диаграмме отчетливо прослеживается общая тенденция обогащения щелочами более поздних магматических производных (рис. 4а).

Редкие рассеянные элементы. Распределение микроэлементов при формировании шелочных плутонов неоднозначно. С уменьшением магнезиальности пород концентрации большинства из них заметно возрастают только в нефелиновых сиенитах (табл. 2-5, рис. 5). Дифференциация расплавов повлияла, главным образом, на содержания, г/т: Cs от 0.1 до 4–9, Rb 6–187, Th 0.3–67, U 0.2-30, Nb 1.5-59 и Та 0.1-5.9. Менее значительны вариации REE от ≈35–115 г/т в габбро до 200-482 г/т в основных фойдолитах и нефелиновых сиенитах. В габбро и фойдолитах концентрации большинства LILE и HFSE остаются примерно на одном уровне между средними составами ІАВ и OIB. Для пород характерно умеренное накопление Zr (до 200-500 г/т, за исключением ан. 4, табл. 2), Hf (2-12 г/т) и Yb (до 2-9 г/т) и широкий диапазон содержаний Ва и Sr (до ~400-2500 и ~700-1800 г/т соответственно). Возможно, в некоторых образцах габбро присутствует вещество, сходное с компонентами E-MORB (рис. 5).

Мультиэлементные спектры субщелочного габбро имеют отчетливые Nb-Ta и Zr-Hf минимумы и подобны среднему спектру IAB (рис. 6). Для тералитов и более поздних основных фойдолитов тенденция сохраняется, но отмечается их обогащенность легкими REE по сравнению с габбро (в среднем LREE/HREE = 8.7 и 5.6 соответственно), а также накопление Cs, Rb, Ba, Th, U, Ta и Nb до уровня OIB (табл. 2, рис. 6). Независимо от степени дифференциации базитовой магмы в породах повышено содержание стронция, который может иметь верхнекоровое происхождение.

Характерной чертой химического состава пород шелочно-мафитовой серии Кузнецкого Алатау являются невысокие концентрации REE (~140-200 г/т) по сравнению с платформенными аналогами (Бородин и др., 1987; Downes et al., 2005; Арзамасцев, Арзамасцева, 2013). Ийолиты и уртиты Кия-Шалтырского плутона максимально обеднены REE (~28-83 г/т) (табл. 2, рис. 6). При этом аномально высокая концентрация REE (347-482 г/т) для изученной серии наблюдается исключительно в жильных пегматоидных фойяитах Дедовогорского и Университетского массивов, которые также содержат, г/т: Zr 511-1054, Nb до 59, Y 55-85, Th 25-67, U 18-30, Cs до 9.2. Спектры распределения REE в большинстве мафитовых пород характеризуются положительной Eu-аномалией (Eu/Eu* ≈ ≈ 1.1–1.5). Сходную величину Eu/Eu* ≈ 1–1.1 имеют дайки микроийолитов, которые могли быть первой фракцией фойдового расплава, а более поздние

$\begin{array}{ c c c c c c c c c c c c c c c c c c c$	Vounououtru]	Плутон Унин	зерситетский	Ă	Плу	тон Верхнеп	етропавловс	ский
$\begin{array}{cccccccccccccccccccccccccccccccccccc$	компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8
$\begin{array}{cccccccccccccccccccccccccccccccccccc$	SiO ₂	44.98	47.80	46.46	49.54	47.32	46.40	44.38	53.47
$ \begin{array}{cccccccccccccccccccccccccccccccccccc$	TiO ₂	0.95	1.06	1.27	0.69	1.10	1.17	0.91	0.39
$\begin{array}{cccccccccccccccccccccccccccccccccccc$	Al_2O_3	15.11	19.58	14.71	18.13	15.83	14.54	18.57	21.82
	Fe ₂ O ₃	11.20	9.11	11.34	9.70	8.25	12.52	10.68	6.79
$\begin{array}{c c c c c c c c c c c c c c c c c c c $	MnO	_	_	_	0.28	0.13	0.26	0.22	0.12
$ \begin{array}{c ccccccccccccccccccccccccccccccccccc$	MgO	8.93	4.32	6.92	1.41	8.02	6.97	2.34	0.57
Na2O 2.96 2.80 4.23 9.08 2.50 4.03 7.22 7.89 KyO 0.95 0.39 2.43 2.82 0.60 2.43 2.44 4.49 PyOs 0.09 0.05 0.50 0.25 0.36 0.50 0.69 0.60 In.m. 1.13 0.54 1.26 1.18 1.12 Cymma 100.93 99.84 99.65 100.22 100.35 100.54 100.05 100.57 Cr 224 38 56 24 529 353 28 4 Ni 56 29 7 8 110 112 22 3 V 155 43 12 13 30 36 21 2 Sc 24 6.2 0.9 1.5 47 19 5.8 0.4 Cu 43 22 19 11 20 23 19 4	CaO	14.63	14.19	10.53	6.81	14.74	10.46	11.42	3.31
$ \begin{array}{cccccccccccccccccccccccccccccccccccc$	Na ₂ O	2.96	2.80	4.23	9.08	2.50	4.03	7.22	7.89
$\begin{array}{c ccccccccccccccccccccccccccccccccccc$	$K_2 O$	0.95	0.39	2.43	2.82	0.60	2.43	2.44	4.49
$\begin{array}{c c c c c c c c c c c c c c c c c c c $	$P_2 O_{\epsilon}$	0.09	0.05	0.50	0.25	0.36	0.50	0.69	0.60
$\begin{array}{c c c c c c c c c c c c c c c c c c c $	Ппп	1 13	0.54	1.26	1.51	1.50	1.26	1 18	1.12
$\begin{array}{c c c c c c c c c c c c c c c c c c c $	Cyano	100.93	99.84	99.65	100.22	100.35	100 54	100.05	100.57
Cl 24^{+} 35^{-} 24^{-} 325^{-} 235^{-} 23^{-} 4^{-} Ni 56 29^{-} 7 8 110 112 22^{-} 3 V 155 43 12 10 200 150 81 8 Co 49 34 12 13 30 36 21 2 2 Sc 24 62^{-} 0.9 1.5 47 19 5.8 0.4 Cu 43 22 19 11 20^{-} 23^{-} 19^{-} 24^{-} 12^{-} 71^{-} 19^{-} 24^{-} 16^{-} Cs 0.8^{-} 0.4^{-} 1^{-} 9^{-} 21^{-} 0.7^{-} 0.5^{-} 2 Ba 303 346^{-} 726^{-} 226^{-} 10^{-} 144^{-} 316^{-} 112^{-} 12^{-} 12^{-} 12^{-} 12^{-} 12^{-} 12^{-} 12^{-} 12^{-} 12^{-} 12^{-} 1311^{-} 144	Сумма	224	38	56	24	520	353	28	100.57
N1 50 27 7 6 110 112 22 3 V 155 43 12 10 200 150 81 8 Co 49 34 12 13 30 36 21 2 Sc 24 6.2 0.9 1.5 47 19 5.8 0.4 Cu 43 22 19 11 20 23 19 4 Zn 106 64 140 280 45 122 71 24 Pb $ 76$ 1.2 5.6 5.4 16 Cs 0.8 0.47 1 9.2 2.1 0.7 0.5 2 Ba 303 346 726 246 206 2499 1802 1908 Sr 538 1075 893 468 738 1084 869 1180 Nb 9 10 42 52 12 1	CI Ni	56	20	50 7	24	110	112	20	
V15314312133036212Co493412133036212Sc246.20.91.547195.80.4Cu432219112023194Zn10664140280451227124Pb761.25.65.416Cs0.80.4719.22.10.70.52Rb2438421879443492Ba303346726246206249918021908Sr538107589346873810848691180Nb91042594521212Ta0.60.72.55.90.21.60.70.4Zr1249527910547513114461Hf2.71.64121.72.52.60.9Y221745851933275Th2.72.57250.43.135.6U1.92.35.5300.32.423.2La211844438.325283.4Sm4.63.4<	INI V	155	29 13	12	0	200	112	22 81	8
Co 7^{7} 5^{4} 12 15 15 30 21 12 21 Sc 24 6.2 0.9 1.5 47 19 5.8 0.4 Cu 43 22 19 11 20 23 19 4 Zn 106 64 140 280 45 112 71 24 Pb $ 76$ 1.2 5.6 5.4 16 Cs 0.8 0.477 1 9.2 2.1 0.7 0.5 2 Rb 24 38 42 187 9 44 34 92 Ba 303 346 726 246 206 2499 1802 1908 Sr 538 1075 893 468 738 1084 869 1180 Nb 9 10 42 59 4 52 12 11	v Co	49	34	12	10	30	36	21	2
Cu 43 22 19 11 20 23 19 4 Zn 106 64 140 280 45 122 71 24 Pb $ 76$ 1.2 5.6 5.4 16 Cs 0.8 0.47 1 9.2 2.1 0.7 0.5 2 Ba 303 346 726 246 206 2499 1802 1908 Sr 538 1075 893 468 738 1084 869 1180 Nb 9 10 42 59 4 52 12 12 Ta 0.6 0.7 2.5 5.9 0.2 1.6 0.7 0.4 Zr 124 95 279 1054 75 131 144 61 Hf 2.7 1.6 4 12 1.7 2.5 2.6 0.9 Y 22 17 45 85 19 33 2.7 </td <td>Sc</td> <td>74 24</td> <td>62</td> <td>0.9</td> <td>15</td> <td>47</td> <td>19</td> <td>5.8</td> <td>0.4</td>	Sc	74 24	62	0.9	15	47	19	5.8	0.4
$ \begin{array}{cccccccccccccccccccccccccccccccccccc$	Cu	43	22	19	1.5	20	23	19	0.4 4
IntI	Zn	106	64	140	280	45	122	71	24
Cs0.80.4719.21.10.70.70.51.2Rb2438421879443492Ba303346726246206249918021908Sr538107589346873810848691180Nb91042594521212Ta0.60.72.55.90.21.60.70.4Zr1249527910547513114461Hf2.71.64121.72.52.60.9Y221745851933275Th2.72.57250.43.135.6U1.92.35.5300.32.423.2La211849845.426329.7Ce453810115314.5596314Pr5.24.59.1121.86.67.31Nd211844438.325283.4Sm4.63.48.58.135.55.30.7Eu1.31.42.620.921.81.1Gd4.443.28.18.83.25.54.80.7 <td>Ph</td> <td></td> <td>_</td> <td>_</td> <td>76</td> <td>12</td> <td>5.6</td> <td>54</td> <td>16</td>	Ph		_	_	76	12	5.6	54	16
Rb2438421879443492Ba303346726246206249918021908Sr538107589346873810848691180Nb91042594521212Ta0.60.72.55.90.21.60.70.4Zr1249527910547513114461Hf2.71.64121.72.52.60.9Y221745851933275Th2.72.57250.43.135.6U1.92.35.5300.32.423.2La211849845.426329.7Ce453810115314.5596314Pr5.24.59.1121.86.67.31Nd211844438.325283.4Sm4.63.48.58.135.55.30.7Eu1.31.42.620.921.81.1Gd4.43.28.18.83.25.54.80.7Tb0.70.51.31.70.60.90.70.1Dy	Cs	0.8	0.47	1	9.2	2.1	0.7	0.5	2
Ba303346726246206249918021908Sr538107589346873810848691180Nb91042594521212Ta0.60.72.55.90.21.60.70.4Zr1249527910547513114461Hf2.71.64121.72.52.60.9Y221745851933275Th2.72.57250.43.135.6U1.92.35.5300.32.423.2La211849845.426329.7Ce453810115314.5596314Pr5.24.59.1121.86.67.31Nd211844438.325283.4Sm4.63.48.58.135.55.30.7Eu1.31.42.620.921.81.1Gd4.43.28.18.83.25.54.80.7Th0.70.51.31.70.60.90.70.1Dy4.33.18.2123.24.84.20.7 <tr< td=""><td>Rb</td><td>24</td><td>38</td><td>42</td><td>187</td><td>9</td><td>44</td><td>34</td><td>92</td></tr<>	Rb	24	38	42	187	9	44	34	92
$\begin{array}{c ccccccccccccccccccccccccccccccccccc$	Ba	303	346	726	246	206	2499	1802	1908
Nb91042594521212Ta0.60.72.55.90.21.60.70.4Zr1249527910547513114461Hf2.71.64121.72.52.60.9Y221745851933275Th2.72.57250.43.135.6U1.92.35.5300.32.423.2La211849845.426329.7Ce453810115314.5596314Pr5.24.59.1121.86.67.31Nd211844438.325283.4Sm4.63.48.58.135.55.30.7Eu1.31.42.620.921.81.1Gd4.43.28.18.83.25.54.80.7Tb0.70.51.31.70.60.90.70.1Dy4.33.18.2123.24.84.20.7Ho0.90.71.82.90.81.20.90.2Er2.41.95.192.13.52.50.6Tm<	Sr	538	1075	893	468	738	1084	869	1180
Ta 0.6 0.7 2.5 5.9 0.2 1.6 0.7 0.4 Zr 124 95 279 1054 75 131 144 61 Hf 2.7 1.6 4 12 1.7 2.5 2.6 0.9 Y 22 17 45 85 19 33 27 5 Th 2.7 2.5 7 25 0.4 3.1 3 5.6 U 1.9 2.3 5.5 30 0.3 2.4 2 3.2 La 21 18 49 84 5.4 26 32 9.7 Ce 45 38 101 153 14.5 59 63 14 Pr 5.2 4.5 9.1 12 1.8 6.6 7.3 1 Nd 21 18 44 43 8.3 25 28 3.4 Sm 4.6 3.4 8.5 8.1 3 5.5 5.3 0.7 Eu 1.3 1.4 2.6 2 0.9 2 1.8 1.1 Gd 4.4 3.2 8.1 8.8 3.2 5.5 4.8 0.7 Dy 4.3 3.1 8.2 12 3.2 4.8 0.7 0.1 Dy 4.3 3.1 8.2 12 3.2 4.8 0.7 0.7 Dy 4.3 3.1 8.2 12 3.2 2.5 0.6 <	Nb	9	10	42	59	4	52	12	12
Zr1249527910547513114461Hf2.71.64121.72.52.60.9Y221745851933275Th2.72.57250.43.135.6U1.92.35.5300.32.423.2La211849845.426329.7Ce453810115314.5596314Pr5.24.59.1121.86.67.31Nd211844438.325283.4Sm4.63.48.58.135.55.30.7Eu1.31.42.620.921.81.1Gd4.43.28.18.83.25.54.80.7Tb0.70.51.31.70.60.90.70.1Dy4.33.18.2123.24.84.20.7Ho0.90.71.82.90.81.20.90.2Er2.41.95.192.13.52.50.6Tm0.40.30.81.50.30.50.40.1Yb2.21.94.88.81.93.22.60.6<	Та	0.6	0.7	2.5	5.9	0.2	1.6	0.7	0.4
Hf 2.7 1.6 4 12 1.7 2.5 2.6 0.9 Y 22 17 45 85 19 33 27 5 Th 2.7 2.5 7 25 0.4 3.1 3 5.6 U 1.9 2.3 5.5 30 0.3 2.4 2 3.2 La 21 18 49 84 5.4 26 32 9.7 Ce 45 38 101 153 14.5 59 63 14 Pr 5.2 4.5 9.1 12 1.8 6.6 7.3 1 Nd 21 18 44 43 8.3 25 28 3.4 Sm 4.6 3.4 8.5 8.1 3 5.5 5.3 0.7 Eu 1.3 1.4 2.6 2 0.9 2 1.8 1.1 Gd 4.4 3.2 8.1 8.8 3.2 5.5 4.8 0.7 Tb 0.7 0.5 1.3 1.7 0.6 0.9 0.7 0.1 Dy 4.3 3.1 8.2 12 3.2 4.8 4.2 0.7 Ho 0.9 0.7 1.8 2.9 0.8 1.2 0.9 0.2 Er 2.4 1.9 5.1 9 2.1 3.5 2.5 0.6 Tm 0.4 0.3 0.8 1.5 0.3 0.5 0.4	Zr	124	95	279	1054	75	131	144	61
Y221745851933275Th2.72.57250.43.135.6U1.92.35.5300.32.423.2La211849845.426329.7Ce453810115314.5596314Pr5.24.59.1121.86.67.31Nd211844438.325283.4Sm4.63.48.58.135.55.30.7Eu1.31.42.620.921.81.1Gd4.43.28.18.83.25.54.80.7Tb0.70.51.31.70.60.90.70.1Dy4.33.18.2123.24.84.20.7Ho0.90.71.82.90.81.20.90.2Er2.41.95.192.13.52.50.6Tm0.40.30.81.50.30.50.40.1Yb2.21.94.88.81.93.22.60.6Lu0.30.30.71.10.30.50.40.1SREE113.895.2245347.446.3144.4154.5<	Hf	2.7	1.6	4	12	1.7	2.5	2.6	0.9
$\begin{array}{c ccccccccccccccccccccccccccccccccccc$	Y	22	17	45	85	19	33	27	5
U 1.9 2.3 5.5 30 0.3 2.4 2 3.2 La 21 18 49 84 5.4 26 32 9.7 Ce 45 38 101 153 14.5 59 63 14 Pr 5.2 4.5 9.1 12 1.8 6.6 7.3 1 Nd 21 18 44 43 8.3 25 28 3.4 Sm 4.6 3.4 8.5 8.1 3 5.5 5.3 0.7 Eu 1.3 1.4 2.6 2 0.9 2 1.8 1.1 Gd 4.4 3.2 8.1 8.8 3.2 5.5 4.8 0.7 Tb 0.7 0.5 1.3 1.7 0.6 0.9 0.7 0.1 Dy 4.3 3.1 8.2 12 3.2 4.8 4.2 0.7 Ho 0.9 0.7 1.8 2.9 0.8 1.2 0.9 0.2 Er 2.4 1.9 5.1 9 2.1 3.5 2.5 0.6 Tm 0.4 0.3 0.8 1.5 0.3 0.5 0.4 0.1 Yb 2.2 1.9 4.8 8.8 1.9 3.2 2.6 0.6 Lu 0.3 0.3 0.7 1.1 0.3 0.5 0.4 0.1 SREE 113.8 95.2 245 347.4 46.3 <	Th	2.7	2.5	7	25	0.4	3.1	3	5.6
La 21 18 49 84 5.4 26 32 9.7 Ce 45 38 101 153 14.5 59 63 14 Pr 5.2 4.5 9.1 12 1.8 6.6 7.3 1 Nd 21 18 44 43 8.3 25 28 3.4 Sm 4.6 3.4 8.5 8.1 3 5.5 5.3 0.7 Eu 1.3 1.4 2.6 2 0.9 2 1.8 1.1 Gd 4.4 3.2 8.1 8.8 3.2 5.5 4.8 0.7 Tb 0.7 0.5 1.3 1.7 0.6 0.9 0.7 0.1 Dy 4.3 3.1 8.2 12 3.2 4.8 4.2 0.7 Ho 0.9 0.7 1.8 2.9 0.8 1.2 0.9 0.2 Er 2.4 1.9 5.1 9 2.1 3.5 2.5 0.6 Tm 0.4 0.3 0.8 1.5 0.3 0.5 0.4 0.1 Yb 2.2 1.9 4.8 8.8 1.9 3.2 2.6 0.6 Lu 0.3 0.3 0.7 1.1 0.3 0.5 0.4 0.1 Σ REE 113.8 95.2 245 347.4 46.3 144.4 154.5 32.9	U	1.9	2.3	5.5	30	0.3	2.4	2	3.2
Ce453810115314.5596314Pr 5.2 4.5 9.1 12 1.8 6.6 7.3 1 Nd 21 18 44 43 8.3 25 28 3.4 Sm 4.6 3.4 8.5 8.1 3 5.5 5.3 0.7 Eu 1.3 1.4 2.6 2 0.9 2 1.8 1.1 Gd 4.4 3.2 8.1 8.8 3.2 5.5 4.8 0.7 Tb 0.7 0.5 1.3 1.7 0.6 0.9 0.7 0.1 Dy 4.3 3.1 8.2 12 3.2 4.8 4.2 0.7 Ho 0.9 0.7 1.8 2.9 0.8 1.2 0.9 0.2 Er 2.4 1.9 5.1 9 2.1 3.5 2.5 0.6 Tm 0.4 0.3 0.8 1.5 0.3 0.5 0.4 0.1 Yb 2.2 1.9 4.8 8.8 1.9 3.2 2.6 0.6 Lu 0.3 0.3 0.7 1.1 0.3 0.5 0.4 0.1 Σ REE 113.8 95.2 245 347.4 46.3 144.4 154.5 32.9	La	21	18	49	84	5.4	26	32	9.7
Pr 5.2 4.5 9.1 12 1.8 6.6 7.3 1 Nd 21 18 44 43 8.3 25 28 3.4 Sm 4.6 3.4 8.5 8.1 3 5.5 5.3 0.7 Eu 1.3 1.4 2.6 2 0.9 2 1.8 1.1 Gd 4.4 3.2 8.1 8.8 3.2 5.5 4.8 0.7 Tb 0.7 0.5 1.3 1.7 0.6 0.9 0.7 0.1 Dy 4.3 3.1 8.2 12 3.2 4.8 4.2 0.7 Ho 0.9 0.7 1.8 2.9 0.8 1.2 0.9 0.2 Er 2.4 1.9 5.1 9 2.1 3.5 2.5 0.6 Tm 0.4 0.3 0.8 1.5 0.3 0.5 0.4 0.1 Yb 2.2 1.9 4.8 8.8 1.9 3.2 2.6 0.6 Lu 0.3 0.3 0.7 1.1 0.3 0.5 0.4 0.1 Σ REE 113.8 95.2 245 347.4 46.3 144.4 154.5 32.9	Ce	45	38	101	153	14.5	59	63	14
Nd 21 18 44 43 8.3 25 28 3.4 Sm 4.6 3.4 8.5 8.1 3 5.5 5.3 0.7 Eu 1.3 1.4 2.6 2 0.9 2 1.8 1.1 Gd 4.4 3.2 8.1 8.8 3.2 5.5 4.8 0.7 Tb 0.7 0.5 1.3 1.7 0.6 0.9 0.7 0.1 Dy 4.3 3.1 8.2 12 3.2 4.8 4.2 0.7 Ho 0.9 0.7 1.8 2.9 0.8 1.2 0.9 0.2 Er 2.4 1.9 5.1 9 2.1 3.5 2.5 0.6 Tm 0.4 0.3 0.8 1.5 0.3 0.5 0.4 0.1 Yb 2.2 1.9 4.8 8.8 1.9 3.2 2.6 0.6 Lu 0.3 0.3 0.7 1.1 0.3 0.5 0.4 0.1 ΣREE 113.8 95.2 245 347.4 46.3 144.4 154.5 32.9	Pr	5.2	4.5	9.1	12	1.8	6.6	7.3	1
Sm4.6 3.4 8.5 8.1 3 5.5 5.3 0.7 Eu 1.3 1.4 2.6 2 0.9 2 1.8 1.1 Gd 4.4 3.2 8.1 8.8 3.2 5.5 4.8 0.7 Tb 0.7 0.5 1.3 1.7 0.6 0.9 0.7 0.1 Dy 4.3 3.1 8.2 12 3.2 4.8 4.2 0.7 Ho 0.9 0.7 1.8 2.9 0.8 1.2 0.9 0.2 Er 2.4 1.9 5.1 9 2.1 3.5 2.5 0.6 Tm 0.4 0.3 0.8 1.5 0.3 0.5 0.4 0.1 Yb 2.2 1.9 4.8 8.8 1.9 3.2 2.6 0.6 Lu 0.3 0.3 0.7 1.1 0.3 0.5 0.4 0.1 ΣREE 113.8 95.2 245 347.4 46.3 144.4 154.5 32.9	Nd	21	18	44	43	8.3	25	28	3.4
Eu1.31.42.62 0.9 21.81.1Gd4.43.28.18.83.25.54.80.7Tb0.70.51.31.70.60.90.70.1Dy4.33.18.2123.24.84.20.7Ho0.90.71.82.90.81.20.90.2Er2.41.95.192.13.52.50.6Tm0.40.30.81.50.30.50.40.1Yb2.21.94.88.81.93.22.60.6Lu0.30.30.71.10.30.50.40.1 ΣREE 113.895.2245347.446.3144.4154.532.9	Sm	4.6	3.4	8.5	8.1	3	5.5	5.3	0.7
Gd 4.4 3.2 8.1 8.8 3.2 5.5 4.8 0.7 Tb 0.7 0.5 1.3 1.7 0.6 0.9 0.7 0.1 Dy 4.3 3.1 8.2 12 3.2 4.8 4.2 0.7 Ho 0.9 0.7 1.8 2.9 0.8 1.2 0.9 0.2 Er 2.4 1.9 5.1 9 2.1 3.5 2.5 0.6 Tm 0.4 0.3 0.8 1.5 0.3 0.5 0.4 0.1 Yb 2.2 1.9 4.8 8.8 1.9 3.2 2.6 0.6 Lu 0.3 0.3 0.7 1.1 0.3 0.5 0.4 0.1 ΣREE 113.8 95.2 245 347.4 46.3 144.4 154.5 32.9	Eu	1.3	1.4	2.6	2	0.9	2	1.8	1.1
1b 0.7 0.5 1.3 1.7 0.6 0.9 0.7 0.1 Dy 4.3 3.1 8.2 12 3.2 4.8 4.2 0.7 Ho 0.9 0.7 1.8 2.9 0.8 1.2 0.9 0.2 Er 2.4 1.9 5.1 9 2.1 3.5 2.5 0.6 Tm 0.4 0.3 0.8 1.5 0.3 0.5 0.4 0.1 Yb 2.2 1.9 4.8 8.8 1.9 3.2 2.6 0.6 Lu 0.3 0.3 0.7 1.1 0.3 0.5 0.4 0.1 ΣREE 113.8 95.2 245 347.4 46.3 144.4 154.5 32.9	Gd	4.4	3.2	8.1	8.8	3.2	5.5	4.8	0.7
Dy 4.3 3.1 8.2 12 3.2 4.8 4.2 0.7 Ho 0.9 0.7 1.8 2.9 0.8 1.2 0.9 0.2 Er 2.4 1.9 5.1 9 2.1 3.5 2.5 0.6 Tm 0.4 0.3 0.8 1.5 0.3 0.5 0.4 0.1 Yb 2.2 1.9 4.8 8.8 1.9 3.2 2.6 0.6 Lu 0.3 0.3 0.7 1.1 0.3 0.5 0.4 0.1 ΣREE 113.8 95.2 245 347.4 46.3 144.4 154.5 32.9 LREE/HREE 6.3 7 7 6.6 2.7 6.2 8.3 9.7	Tb	0.7	0.5	1.3	1.7	0.6	0.9	0.7	0.1
Ho 0.9 0.7 1.8 2.9 0.8 1.2 0.9 0.2 Er 2.4 1.9 5.1 9 2.1 3.5 2.5 0.6 Tm 0.4 0.3 0.8 1.5 0.3 0.5 0.4 0.1 Yb 2.2 1.9 4.8 8.8 1.9 3.2 2.6 0.6 Lu 0.3 0.3 0.7 1.1 0.3 0.5 0.4 0.1 ΣREE 113.8 95.2 245 347.4 46.3 144.4 154.5 32.9 LREE/HREE 6.3 7 7 6.6 2.7 6.2 8.3 9.7	Dy L	4.3	3.1	8.2	12	3.2	4.8	4.2	0.7
EI2.41.9 5.1 9 2.1 3.5 2.5 0.6 Tm 0.4 0.3 0.8 1.5 0.3 0.5 0.4 0.1 Yb 2.2 1.9 4.8 8.8 1.9 3.2 2.6 0.6 Lu 0.3 0.3 0.7 1.1 0.3 0.5 0.4 0.1 ΣREE 113.8 95.2 245 347.4 46.3 144.4 154.5 32.9 LREE/HREE 6.3 7 7 6.6 2.7 6.2 8.3 9.7	H0 En	0.9	0.7	1.8	2.9	0.8	1.2	0.9	0.2
Im 0.4 0.5 0.8 1.5 0.3 0.5 0.4 0.1 Yb 2.2 1.9 4.8 8.8 1.9 3.2 2.6 0.6 Lu 0.3 0.3 0.7 1.1 0.3 0.5 0.4 0.1 ΣREE 113.8 95.2 245 347.4 46.3 144.4 154.5 32.9 LREE/HREE 6.3 7 7 6.6 2.7 6.2 8.3 9.7	EI Tm	2.4	1.9	5.1 0.9	9	2.1	5.5	2.5	0.6
10 2.2 1.9 4.6 6.8 1.9 3.2 2.0 0.6 Lu 0.3 0.3 0.7 1.1 0.3 0.5 0.4 0.1 ΣREE 113.8 95.2 245 347.4 46.3 144.4 154.5 32.9 $LREE/HREE$ 6.3 7 7 6.6 2.7 6.2 8.3 0.7	11fl Vb	0.4	0.3	U.8 1 9	1.5	0.3	0.5	0.4	0.1
Lu 0.5 0.7 1.1 0.5 0.4 0.1 ΣREE 113.8 95.2 245 347.4 46.3 144.4 154.5 32.9 $L REE/HREE$ 6.3 7 7 6.6 2.7 6.2 8.3 0.7	10 1 u	2.2	1.9	4.0	0.0	1.9	5.2 0.5	2.0	0.0
$\begin{array}{c ccccccccccccccccccccccccccccccccccc$	Lu VREE	0.5	0.5 95 2	0.7 245	1.1 347 /	0.5 46 3	0.3 144 A	0.4	32.0
LNLL/IINLL = 0.7 + 7 + 7 + 1 + 0.0 + 7.7 + 0.7 + 0.7 + 97	LREE/HREE	6.3	7	7	6.6	2.7	6.2	8.3	9.7

Таблица 2. Химический состав магматических пород в щелочно-мафитовых плутонах кембрийского возраста, Кузнецкий Алатау

Примечание. 1, 2, 5 – субщелочное габбро, 3, 6 – тералит, 4, 8 – нефелиновый сиенит, 7 – полевошпатовый ийолит. Оксиды даны в мас. %, элементы – в г/т, прочерк – не определялось.

500pueru, 1190n	• 4.	aray								
Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO ₂	45.58	44.27	46.31	40.74	41.46	40.29	40.33	42.66	41.07	52.28
TiO ₂	0.99	0.82	1.06	0.33	0.34	0.36	1.00	1.50	1.29	0.24
Al_2O_3	11.92	18.21	21.14	28.30	28.55	26.42	18.22	18.53	17.86	23.24
Fe ₂ O ₃	8.84	7.47	7.67	3.90	3.31	4.53	11.82	11.30	11.92	4.24
MnO	0.16	0.13	0.12	0.06	0.05	0.08	0.20	0.20	0.23	0.09
MgO	10.85	7.63	4.66	1.78	2.08	2.35	3.61	5.55	3.37	1.18
CaO	16.54	14.75	11.60	6.91	6.89	7.66	12.62	10.28	11.08	5.77
Na ₂ O	2.32	2.90	4.07	11.47	10.92	11.16	7.19	5.16	5.63	8.07
K ₂ O	0.56	0.56	0.66	2.63	2.89	3.03	1.91	1.31	1.63	1.87
P_2O_5	0.09	0.01	0.06	0.32	0.29	0.45	0.38	0.42	0.70	0.17
П.п.п.	1.97	2.63	2.43	2.14	2.58	2.70	1.72	2.86	4.55	2.01
Сумма	99.47	99.38	99.78	98.58	99.36	99.03	99.00	99.77	99.33	99.16
Cr	766	39	21	10	9	18	16	47	12	14
Ni	171	53	70	13	12	20	21	43	20	15
V	264	120	89	17	16	21	18	137	38	16
Co	52	26	23	12	9	13	25	36	20	5
Sc	48	19	10	0.68	0.7	1.1	1.2	7.3	2.4	0.6
Cu	9	6	29	11	7	8.8	28	19	47	12
Zn	61	61	44	35	25	39	65	115	88	47
Pb	2.6	1.9	2.6	0.9	1.7	6.9	2.4	4.1	7.9	8.2
Cs	0.3	0.13	0.22	0.52	0.34	0.77	0.55	1.5	1.4	1.3
Rb	7	5.8	6.4	39	45	43	30	30	58	46
Ba	162	111	343	113	88	389	155	402	448	936
Sr	394	680	1007	789	693	953	685	785	577	1823
Nb	4.5	1.5	4.2	3	2.1	20	6.2	17	21	18
Та	0.3	0.14	0.36	0.15	0.13	0.75	0.42	0.82	1.4	1
Zr	91	74	113	40	45	58	128	168	189	118
Hf	2.7	1.8	2.4	0.57	0.62	0.7	1.5	3.4	2.3	1.7
Y	24	13	17	6.4	6	14	14	33	28	12
Th	0.76	0.26	0.56	0.75	0.45	2.9	1.6	2.5	4.3	5.3
U	0.62	0.17	0.38	0.76	0.38	3.1	1.2	2.4	3.7	3.4
La	12	5	10	8	5	19	1/	21	32	28
Ce Dr	18	11	18	10	11	35	28	4/	61 5 1	41
PI Na	2.5	1.3	2.3	1.9	1.5	5.8 14	2.8	0.2	2.1 22	3./ 14
INU Sm	12	10	12	0.7	12	14 26	12	23 53	23	14
SIII Fu	5 11	1.9	2.2	1.4	0.28	2.0	2.4	5.5 2	5.0 1.2	2.2
Eu Gd	1.1	0.75	1.1	0.49	0.30	0.00	0.05	2 5 8	1.2	1.1
Uu Th	5.2 0.5	0.37	0.37	0.10	1.1	2.4	2.1	0.85	5.7 0.71	0.3
Dv	0.5	23	0.37	0.19	0.17	0.39	0.41	0.85 5 2	0.71	0.5
Dy Ho	5.7 0.7	2.5	2.7	0.98	0.92	2.2	2.2	1.2	4.0	0.30
Fr.	1.0	1.2	1.3	0.22	0.21	13	1.3	3.2	1.1	0.39
Tm	0.3	0.15	0.21	0.01	0.55	1.3 0.19	0.18	0.5	2.5 0.37	0.16
Vh	1.5	1.7	13	0.09	0.55	11	1.10	3	29	1 2
Iu	0.2	0.15	0.17	0.00	0.55	0.16	0.23	5 0.46	0.35	0.18
ΣREE	60.7	34 7	55.4	38.6	28.5	83.5	71.4	124 7	142.3	96.7
LREE/HREE	4.0	34	53	83	6.8	92	73	5 2	7 8	13.4
	1.0	2.1	5.5	5.5	5.0	1.4		5.2		1.2.1

Таблица 3. Химический состав магматических пород Кия-Шалтырского габбро-уртитового плутона девонского возраста, Кузнецкий Алатау

Примечание. 1–3 – субщелочное габбро меланократовое (1), мезократовое (2) и лейкократовое (3); 4–6 – уртит, 7 – пегматоидный ийолит, 8, 9 – микроийолит, 10 – нефелиновый сиенит. Оксиды даны в мас. %, элементы – в г/т.

ВРУБЛЕВСКИЙ, ГЕРТНЕР

Компоненты	Плутон	Дедовог	орский		Π	Ілутон Бе	логорски	й		Плу Кургусу	тон /льский
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
SiO ₂	49.04	48.46	56.85	47.98	44.34	45.82	47.28	41.18	56.19	45.32	51.45
TiO ₂	1.38	0.69	0.11	1.63	1.34	1.56	1.12	0.88	0.10	0.95	0.38
Al_2O_3	6.97	20.57	22.67	19.24	17.81	17.36	21.04	26.86	20.97	19.94	22.37
Fe_2O_2	9.77	6.81	2.46	11.98	14.45	11.59	9.68	7.04	4.65	10.05	6.22
MnO	0.19	0.12	0.08	0.18	0.19	_	0.12	0.13	0.14	0.16	0.19
MgO	10.70	5.53	0.64	3.25	5.31	4.40	3.75	2.21	0.32	3.90	0.86
CaO	18.10	11.97	2.18	8.29	10.14	7.39	10.76	7.43	1.92	10.82	4.33
Na ₂ O	0.90	3.45	9.62	4.67	2.89	4.82	3.97	10.44	8.20	3.61	7.25
K ₂ O	0.62	0.59	2.30	1.13	1.08	1.23	0.87	1.62	4.58	1.43	5.22
P_2O_5	0.06	0.10	0.01	0.77	1.05	0.88	0.61	0.64	0.08	0.59	0.18
Ппп	1 51	0.85	2.09	1 79	2 31	3 41	1 33	1 33	2.65	2.73	1 51
Сумма	99.24	99.14	99.01	100.91	100.91	98.46	100.53	99.76	99.80	99.50	99.96
Cr	303	162	10	16	18	88	11	16	16	102	20
Ni	90	70	7	15	27	58	17	34	28	54	17
V	749	100	11	79	91	59	42	11	3	86	42
Co	48	23	3	20	20	24	18	7	4	27	13
Sc	93	18	0.78	8	6	6	2	1.2	0.8	10	2.6
Cu	39	17	13	8	20	73	28	29	26	25	31
Zn	63	36	62	64	63	24	92	11	26	107	133
Pb	1.9	1.9	13	2.1	2.8	3.8	1.9	5.2	15	3.7	56
Cs	0.54	0.29	1.3	0.81	0.26	0.46	0.3	0.65	2.6	0.5	3.8
Rb	14	8	77	19	9	31	10	49	81	26	101
Ba	111	140	174	569	407	522	385	240	762	992	1129
Sr	175	536	341	752	1029	1433	1555	808	420	1319	1153
Nb	6.3	3.3	29	8	10	14	14	10	41	21	37
Та	0.39	0.24	1.8	0.45	0.6	0.78	0.8	0.49	2	1.1	1.8
Zr	130	60	511	61	75	95	76	85	179	103	203
Hf	4.2	1.3	8.1	1.4	1.7	2.2	1.6	1.5	3.2	2	2.9
Y	35	13	55	15	14	17	14	13	17	23	19
Th	1.4	1.4	67	1.4	1.3	1.6	1.3	2.2	12	2.2	23
U	0.79	0.39	18	1.3	1.1	1.2	1.1	1.7	9.1	1.7	7.4
La	9	8	130	18	17	23	18	23	41	22	55
Ce	24	14	239	41	38	46	43	46	/4	51	96
Pr Nd	3./ 10	1.5	18	4.5	4.2	2.5	4.0	5.5 10	7.5	5.0 22	9 20
INU Sm	10	0	54	10	1/	4.1	19	10	22	22	29
SIII	4.9	1.0	9	5.0	5.5	4.1	5.0 1.4	5.1 0.0	5.4 0.6	4.5	4.2
Gd	1. 4 5.6	1.6	0.87 8 3	1.5	3	1.0	1.4	28	2.0	1.7	1.2
Th	0.89	0.31	1.4	0.5	0.45	0.6	0.48	0.43	0.48	ч. ч 07	0.6
Dv	59	2.1	79	2.8	2.6	3.4	27	0. 4 5 2.4	2.8	3.5	3.2
Ho	12	0.46	19	0.57	0.52	0.7	0.54	0.5	0.62	0.9	0.7
Er	3.2	1	5.4	1.5	1.4	1.9	1.4	1.4	1.9	2.5	2.2
Tm	0.48	0.15	0.71	0.2	0.2	0.3	0.2	0.2	0.34	0.35	0.35
Yb	2.8	1	4.4	1.2	1.2	1.8	1.1	1.3	2.5	2.1	2.3
Lu	0.42	0.13	0.59	0.18	0.18	0.27	0.17	0.2	0.43	0.34	0.35
ΣREE	81.5	40.6	481.5	97	91	115.1	99.5	105.5	160.5	121.6	207.7
LREE/HREE	3.0	5.0	5.7	7.7	8.5	8.5	9.1	10.4	12.4	7.2	14.6

Таблица 4. Химический состав магматических пород в щелочно-мафитовых плутонах девонского возраста, Кузнецкий Алатау

Примечание. 1, 2, 4–6 – субщелочное габбро меланократовое (1), мезократовое (5, 6) и лейкократовое (2, 4); 7, 10 – тералит; 8 – плагиоклазовый ийолит; 3, 9 – нефелиновый сиенит; 11 – полевошпатовый уртит (ювит). Оксиды даны в мас. %, элементы – в г/т, прочерк – не определялось.

41

Компоненты			Плутон Го	рячегорский	İ		Плутон Подтайга	Плутон Андрюшкина Речка
	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO ₂	43.98	46.28	51.37	49.18	52.69	53.87	43.29	45.76
TiO2	0.91	0.33	0.51	0.30	0.29	0.27	0.45	0.47
AlaQa	23.58	22.83	18.36	20.95	19.84	17.00	25.88	23.84
Fe O	6.07	7 49	0.57	20.95	6.14	0.12	6.02	23.04 9.10
$M_{2}O_{3}$	0.97	7.40	9.37	7.02	0.14	9.13	0.02	0.10
MnO MaO	0.19	0.22	0.27	0.13	0.18	0.23	0.11	0.19
MgO CaO	1.07	0.90	0.98	2.02	0.97	1.00	0.30 5.75	0.93
CaO Na O	7.47 8.60	3.33	2.73	0.61	1.75	0.84	5.75 0.45	4.07
Na ₂ O	8.09	12.43	8.95	9.01	10.34	9.84	9.43	7.23
K_2O	1.61	2.84	3.33	2.80	3.46	4.38	2.68	2.74
P_2O_5	0.35	0.17	0.25	0.26	0.15	0.15	0.35	0.24
П.п.п.	2.92	3.33	2.69	3.52	2.43	1.61	5.62	5.90
Сумма	98.54	100.22	99.01	99.68	98.42	99.26	100.10	100.11
Cr	33	8	13	19	10	21	14	9
Ni	15	6.5	8.5	10	6.7	13	5	3
V	11	5	6.4	2.8	1.5	0.6	11	7
Co	21	8	5	8	4.7	4.2	8	9
Sc	_	—	0.7	—	—	—	0.5	0.7
Cu	29	9	7.2	23	3.9	5.1	7	5
Zn	91	100	124	71	127	194	59	90
Pb	3.7	16	11	—	—	—	3.5	6.7
Cs	0.6	1.2	1	0.1	1.8	2.3	0.45	1.1
Rb	15	36	50	5.7	94	104	25	28
Ba	475	1312	1760	319	743	493	659	825
Sr	1163	985	547	189	353	205	1240	1275
Nb	21	48	31	14	25	25	16	25
Ta	1	2.4	1.5	1	1.5	1.3	0.9	1.4
Zr	172	315	292	287	396	499	102	172
Ht	2	3.4	5	6.4	7.3	10	1.3	2
Y	33	40	41	23	43	27	9	18
lh U	2.3	/.1	4.4	5.9	8.8	6.7	1.3	3.2
U	1.9	6.2	3.2	3.3	6	6	1.3	2.5
La	20 54	3/	37	33 60	44 04	43 76	15	25
Dr	54 76	03	0.1	74	0.5	/0	22	52
LI NA	20	28	9.1	7.4	9.5	32	3.5	5.4 10
Sm	29 18	20	63	20 5 /	62	57	21	33
Fu	1.0	16	0.5	1.4	1.5	11	0.7	11
Gd	4 5	3.7	57	4.2	53	4 5	1.8	3
Th	0.6	0.6	0.9	0.7	1	0.8	0.28	0.5
Dv	4.9	5	6	3.5	6.1	4.3	1.6	3.1
Ho	0.9	1.1	1.3	0.8	1.5	1	0.34	0.7
Er	2.4	2.8	3.7	1.9	4.1	2.7	1	2
Tm	0.4	0.6	0.6	0.3	0.7	0.5	0.15	0.33
Yb	2.3	3	4	2	5	4.3	1	2
Lu	0.3	0.4	0.7	0.3	0.7	0.8	0.15	0.3
ΣREE	139.6	158.4	191.3	151.1	202.6	185.7	76	117.2
LREE/HREE	7.6	8.7	7.4	8.6	7.5	8.8	11.1	8.9

Таблица 5. Химический состав магматических пород в щелочно-мафитовых плутонах пермского возраста, Кузнецкий Алатау

Примечание. 1 – плагиоклазовый ийолит, 2 – полевошпатовый уртит (ювит), 3–5 – фойяит, 6 – микросиенит, 7 – ийолитуртит, 8 – берешит. Оксиды даны в мас. %, элементы – в г/т, прочерк – не определялось.



Рис. 4. Петрохимические особенности щелочно-мафитовых плутонов.

1 – субщелочное габбро, тералит; 2 – фойдолит; 3 – нефелиновый сиенит.

(a) – классификационные диаграммы: SiO₂– (Na₂O + K₂O), по (Middlemost, 1994); R₁–R₂, по (De la Roche et al., 1980). Цифры на рис. (a): 1 – габбро-перидотит, 2 – габбро, субщелочное габбро, 3 – габбро-диорит, 4 – диорит, 5 – гранодиорит, 6 – монцогаббро, 7 – монцодиорит, 8 – монцонит, 9 – кварцевый монцонит, 10 – сиенит, 11 – нефелиновое габбро, 12 – нефелиновый монцодиорит, 13 – нефелиновый монцосиенит, 14 – нефелиновый сиенит, 15 – фойдолит. Преобладающие составы пород щелочно-мафитовых интрузий Кузнецкого Алатау приведены по литературным данным: Γ – субщелочное габбро, T – тералиты, Φ – фойдолиты, У – уртиты, HC – нефелиновые сиениты. Значения R₁ < < –2000 показаны числами вне масштаба.

(б) – вариационные диаграммы CaO–MgO, SiO₂–MgO, Fe₂O₃–MgO, Al₂O₃–MgO.



Рис. 5. Содержание редких рассеянных элементов (г/т) в щелочно-мафитовых плутонах. 1 – субщелочное габбро, тералит; 2 – фойдолит; 3 – нефелиновый сиенит. Средние составы OIB (базальты океанических островов), E-MORB (обогащенные базальты срединно-океанических хребтов), по (Sun, McDonough, 1989); IAB (островодужные базальты), по (Kelemen et al., 2003).



Рис. 6. Распределение редкоземельных и других некогерентных (LIL, HFS)-элементов в породах щелочно-мафитовых плутонов.

Концентрации нормализованы по примитивной мантии (PM) и хондриту (Sun, McDonough, 1989). Средние составы базальтов океанических островов (OIB) и островодужных базальтов (IAB) по (Sun, McDonough, 1989; Kelemen et al., 2003). Для образцов, имеющих сходные содержания, рассчитаны средние значения. Не учитывался нефелиновый сиенит, ассоциирующий, предположительно, с ликвационными карбонатитами Верхнепетропавловского массива (Врублевский, 2015).





Рис. 7. Фракционирование изотопов кислорода между нефелином (*Ne*), полевым шпатом (*Fsp*) и клинопироксеном (*Cpx*) в габбро и щелочных породах.

1 – щелочные комплексы Кузнецкого Алатау; 2 – щелочные породы Витимской провинции (Западное Забайкалье); 3 – ультрамафитовые фойолиты Полярной Сибири; 4 – нефелиновые сиениты Кольской провинции. Составы минералов в породах Полярной Сибири (плутон Одихинча), Кольской (Хибинский плутон) и Витимской (массивы Западного Забайкалья) провинций приведены по (Покровский, 2000; Doroshkevich et al., 2012). Расчет изотерм по (Покровский, 2000), изотопное равновесие по данным в табл. 10.

фойяиты с пониженными значениями Eu/Eu* $\approx 0.3-1$ представляют собой его максимальные дифференциаты.

Радиогенные (Nd, Sr, Pb) изотопы. Разновозрастные щелочно-мафитовые интрузии Кузнецкого Алатау отличаются по изотопному составу неодима (Врублевский и др., 2014, 2016б, 2018б; Mustafayev et al., 2017; Vrublevskii et al., 2020b). Наиболее высокие значения $\varepsilon_{Nd}(T) \sim 5-9 ((^{143}Nd)^{144}Nd)_{T}$ 0.512245-0.512459) характерны для кембрийских габброидов, фойдолитов, нефелиновых сиенитов, карбонатитов и их породообразующих минералов оливина, клинопироксена, плагиоклаза и апатита (табл. 6). Породы и минералы (клинопироксен, полевой шпат. нефелин) в девонских ((¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd)_т 0.512282-0.512464) и позднепермских ((143 Nd/ 144 Nd)_т 0.512477–0.512540) интрузивах имеют пониженные значения $\varepsilon_{Nd}(T)$ до ~3–5 (табл. 7, 8), что может отражать влияние вещества менее деплетированной мантии. Наряду с гетерогенностью мантийных источников магм, вероятными причинами значимого отклонения величины лита Горячегорского массива (~6.8 и ~1.7 соответственно) могут быть разная степень перемешивания материала в расплавах или их коровая контаминация.

Для изученной изверженной серии характерно возрастание первичных отношений (⁸⁷Sr/⁸⁶Sr)_т от ~0.7042–0.7055 в габбро до ~0.7049–0.7074 в поздних щелочных породах и карбонатитах (табл. 6–8). По-видимому, только клинопироксен в габбро

ПЕТРОЛОГИЯ том 29 № 1 2021

((87 Sr/ 86 Sr)_T ~ 0.702–0.704, Верхнепетропавловский и Кия-Шалтырский массивы) как наиболее ранний породообразующий минерал сохраняет признаки первоначальной мантийной природы. В остальных случаях можно предполагать разную степень взаимодействия первичной магмы с веществом верхней континентальной коры (Покровский и др., 1998; Врублевский и др., 2014, 2016б, 2018б; Vrublevskii et al., 2020b).

Первичные изотопные отношения Рb как в породах, так и в минералах заметно варьируют (табл. 9). Микроклин и сульфиды (пирротин, пирит) обладают пониженными значениями U/Pb (0.005-0.2) и Th/Pb (0.007-0.19), поэтому их изотопный состав может быть индикатором источника расплавов. Интервал изотопных отношений Рь в минералах ((²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb)_T 18.19–20.65, (²⁰⁷Pb/²⁰⁴Pb)_T 15.53-15.71, (²⁰⁸Рb/²⁰⁴Рb)_т 37.59-38.12) соответствует возможному смешению деплетированного и обогащенного мантийного вещества, подобного источникам PREMA и EMII-типа. Сульфиды и микроклин из карбонатитов в кембрийских (~507-490 млн лет) щелочных интрузиях соседних регионов Горного Алтая и Юго-Восточной Тувы имеют менее радиогенный изотопный состав ((²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb)_т 17.28–18.05, (²⁰⁷Pb/²⁰⁴Pb)_т 15.40, (²⁰⁸Pb/²⁰⁴Pb)_т 37.21-37.68), свойственный продуктам магматизма с вероятным участием вещества типа ЕМІ. В провинции Кузнецкого Алатау от габбро к фойдолитам значения U/Pb (0.23-0.78) и Th/Pb (0.27–0.8) возрастают подобно другим дифференцированным сериям, однако различие



Рис. 8. Изотопный состав кислорода (δ^{18} O, ‰) и углерода (δ^{13} C, ‰) в карбонатитах и метакарбонатных породах Кузнецкого Алатау.

PIC (primary igneous carbonatites) – первичные изверженные карбонатиты (Conway, Taylor, 1969; Keller, Hoefs, 1995); NSC (normal sedimentary carbonate) морские осадочные карбонаты (Покровский, 2000); О-С изотопные сдвиги по (Demény et al., 1998). Элементы модели рэлеевского изотопного фракционирования (Rayleigh isotopic fractionation model) первоначального карбонатного расплава (крест) с вариациями состава $\pm 1\% \delta^{18}$ О (сплошная и точечные линии) и молярного соотношения $H_2O/CO_2 = 0.9$ при 700°C по (Ray, Ramesh, 2000). Пунктирная линия соответствует изотопным изменениям кальцита, образованного при взаимодействии магматического флюида с известняком (Bowman, 1998) с различным значением отношения флюид/порода и мольной доли $X_{CO_2} = 0.5$ во флюиде, по (Smith et al., 2015). Состав мантийнокоровых карбонатитов и вмещающих метаосадочных пород в западной части ЦАСП по данным (Врублевский, 2015; Vrublevskii et al., 2020a).

изотопных отношений Pb в породах ($(^{206}Pb/^{204}Pb)_T$ 17.92—19.29, ($^{207}Pb/^{204}Pb)_T$ 15.53—15.58, ($^{208}Pb/^{204}Pb)_T$ 37.49—37.83) также позволяет предполагать их происхождение из гетерогенного магматического источника.

Стабильные (О, С, S) изотопы. Величина $\delta^{18}O_{V-SMOW}$ в породообразующем клинопироксене, полевом шпате и нефелине варьирует от 6.3 до 13.4, от 7.8 до 10.8 и от 8.4 до 12.0% соответственно, заметно превышая мантийные значения $\delta^{18}O =$ = 5.5 ± 0.5% (табл. 10). Сходным образом изменяется общий состав пород: $\delta^{18}O_{V-SMOW}$ от 7.3– 10.7% в габброидах и фойдолитах до 10.2–15.5% в нефелиновых сиенитах и карбонатитах (Покровский и др., 1998; Врублевский, 2015), что может свидетельствовать о значительной коровой контаминации расплавов. Подобная тенденция отмечается для других щелочных комплексов западной части ЦАСП, например, в Горном Алтае, Западном Забайкалье, Юго-Восточной Туве и Северо-Западной Монголии (Врублевский и др., 2012; Doroshkevich et al., 2012; Vrublevskii et al., 2019, 2020а). Степень изотопного фракционирования между нефелином, полевым шпатом и клинопироксеном (Δ^{18} O до 1.5–2.4‰) соответствует высокой температуре (600–800°С) минералообразования (рис. 7), что характерно для закрытия изотопно-кислородных систем в фельдшпатоидных породах (Покровский, 2000). Нарушение равновесия нефелин–клинопироксен ($\Delta^{18}O_{Ne-Cpx} \approx 0$) наблюдается только на участках позднемагматической перекристаллизации фойдолитов при участии нагретых метеорных вод с $\delta^{18}O < 0$.

Максимальный уровень коровой контаминации достигается в карбонатитах Верхнепетропавловского массива (Врублевский, 2015). Значения δ^{13} С и δ^{18} О в породообразующем кальците образуют положительную корреляцию (δ^{13} C от -3.5 до -2.0%) и δ^{18} О 11.8–15.5‰), которая соответствует модели высокотемпературного ($T = 700^{\circ}$ C) рэлеевского фракционирования и характеризует тренд мантийно-коровых карбонатитов (рис. 8). Температуры изотопно-кислородного равновесия между карбонатом ($\delta^{18}O = 11.8 - 13.4\%$) и сосуществующим титаномагнетитом ($\delta^{18}O = 7.1 - 7.5\%$), и клинопироксеном ($\delta^{18}O = 9.0\%$) варьируют в диапазоне ~650-850°С. Сходная степень фракционирования между кальцитом и магнетитом ($\Delta^{18}O_{Cc-Mag} \approx 4-5$) фиксируется в карбонатитах комплекса Ока в Канаде (Conway, Taylor, 1969).

Для пирротина изученных карбонатитов характерно обогащение ³⁴S (+4.6‰ δ^{34} S) по сравнению с метеоритным стандартом (δ^{34} S_{CDT} ~ 0‰) и сульфидами многих подобных пород со средним значением δ^{34} S около –3‰ (Deines, 1989). В связи с тем, что битуминозные доломитовые известняки в северной части Кузнецкого Алатау часто заражены сероводородом (δ^{34} S ~ 16–19‰), можно предположить смешение мантийной и осадочной серы при верхнекоровой контаминации расплавов (Покровский и др., 1998).

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Последовательность и петрогенезис интрузивных комплексов. Изотопно-геохронологические данные позволяют выделить три эпохи развития щелочно-мафитового магматизма Кузнецкого Алатау в среднем кембрии—раннем ордовике (~510—480 млн лет), раннем—среднем девоне (~410—385 млн лет) и поздней перми (~ 265 млн лет). Его проявления в кембрии и девоне происходили почти синхронно с формированием габбро-монцонитовых и гранитоидных плутонов (~510—490 и ~430—400 млн лет) восточного склона Кузнецкого Алатау (Врублевский и др., 2016а, 2018а). Мас-

								T							
ТОНЫ	Номер образца	Порода, минерал	Sm, r/T	Nd, r/T	$p_{N_{\dagger \dagger I}}/m_{S_{\ell \dagger I}}$	pN ^{\$\$\$I} /pN ^{\$\$I}	±2σ	$(p_{N_{\dagger\dagger}}/p_{N_{\dagger\dagger}})$	$\epsilon_{Nd}(T)$	Rb, r/T	Sr, r/T	¹ S ⁹⁸ /dA ⁷⁸	${}^{1}\mathrm{S}^{98}/{}^{1}\mathrm{S}^{78}$	$T(12^{86}/12^{78})$	$\epsilon_{Sr}(T)$
	S36/147	Субщелочное габбро	3.42	15.3	0.1353	0.512808	6	0.512365	7.25	19	583	0.09363	0.70620	0.70553	23.1
		01	4.49	13.23	0.2050	0.513051	10	0.512380	7.54						
		Cpx	4.18	15.02	0.1682	0.512922	8	0.512371	7.36						
		Pl	1.53	9.46	0.0978	0.512709	16	0.512389	7.71						
	S41/87	Субщелочное габбро	1.77	7.46	0.1433	0.512907	12	0.512438	8.67	14	745	0.05208	0.70520	0.70483	13.06
		<i>IO</i>	3.95	11.02	0.2165	0.513160	12	0.512451	8.93						
		Cpx	2.43	7.99	0.1841	0.513041	25	0.512438	8.67						
		Pl	0.59	3.44	0.1033	0.512797	6	0.512459	9.08						
	8A	Тералит	5.98	31.38	0.11523	0.512766	19	0.512389	7.71	44	964	0.12967	0.70649	0.70557	23.57
	U2013	Нефелиновый сиенит	9.45	50.77	0.11257	0.512727	14	0.512432	6.03	207	539	1.08279	0.71266	0.70495	14.69
•	6/239.6	Субщелочное габбро	2.74	9.43	0.17551	0.512937	5	0.512362	7.19	8.6	709	0.053	0.70452	0.70414	3.28
		Cpx								16	150	0.312	0.70426	0.70200	-27.2
	1001/172	Субщелочное габбро								9	673	0.026	0.70431	0.70413	3.04
	15/94.4	Тералит								41.7	196	0.125	0.70577	0.70488	13.75
	1001/88.5	Тералит								26	673	0.112	0.70556	0.70476	12.09
	14/52.4	Тералит								30	1035	0.083	0.70583	0.70524	18.87
	31/323.5	Тералит								8	869	0.026	0.70551	0.70532	20.02
	PT-8	Полевошпатовый ийолит								74	1045	0.205	0.70685	0.70537	20.73
	PT-51	Полевошпатовый ийолит								37	723	0.147	0.70629	0.70523	18.74
	PT-14	Полевошпатовый ийолит	5.18	27.5	0.11384	0.512618	5	0.512245	4.90	19	1365	0.040	0.70566	0.70538	20.80
		Cpx								15	428	0.102	0.70537	0.70463	10.21
	PT-7	Срх, ийолит								5	140	0.105	0.70566	0.70490	14.05
	50/515.5	Полевошпатовый ийолит								42	620	0.196	0.70684	0.70544	21.76
	43/77.5	Полевошпатовый ийолит								57	1585	0.104	0.70629	0.70555	23.27
	19/54.5	Нефелиновый сиенит								90	275	0.946	0.71292	0.70618	32.22
	6/38.8	Срх, нефелиновый сиенит								19	380	0.146	0.70595	0.70489	13.91
	45/208.7	Карбонатит	21.5	106	0.12235	0.512648	4	0.512247	4.94						
		Cpx	2.97	11.9	0.15042	0.512740	7	0.512247	4.94	ю	1000	0.009	0.70590	0.70584	27.35
		Ap	147	756	0.11764	0.512630	4	0.512245	4.90						
	45/287.8	Срх, карбонатит								7	2300	0.008	0.70652	0.70646	36.25

Таблица 6. Изотопный Sr-Nd состав минералов и пород в кембрийских шелочно-мафитовых плутонах Кузнецкого Алатау

ПАЛЕОЗОЙСКИЕ ЩЕЛОЧНО-МАФИТОВЫЕ ИНТРУЗИИ КУЗНЕЦКОГО АЛАТАУ

47

Τ	аблица	7. Изотопн	ый Sr-Nd состав минера	алов и	н тофоп	з девонск	лих щелоч	M-OHI	афитовы	х плутс	нах Ку	знецка	ого Алат	ay			
Ц	Ілутоны	Номер образца	Порода, минерал	Sm, 1/T	Nd, I/T	$p_{N_{t \neq l}}/m_{S_{\ell \neq l}}$	pN _{tti} /pN _{tti}	±2σ	$^{\mathrm{L}}(\mathrm{p}_{\mathrm{N}_{\mathrm{f}\mathrm{f}\mathrm{I}}}/\mathrm{p}_{\mathrm{N}_{\mathrm{f}\mathrm{f}\mathrm{I}}})$	$\epsilon_{Nd}(T)$	Rb, r/t	Sr, r/T	JS98/09778	1S ⁹⁸ /1S ⁷⁸	±2σ	T(12 ⁹⁸ /12 ⁷⁸)	$\epsilon_{Sr}(T)$
IΥ	Sh	Ksh-26/1	Субщелочное габбро	3.35	12.54	0.1614	0.512809	8	0.512387	5.21 5.20	8.27	583 00 5	0.0411	0.705035	6	0.70480	10.93
			Cpx Pl	3.97 0.35	13.30 2.61	0.1806 0.0811	0.512600	01 9	0.512388	5.18 5.18	16.2	C.88	40.0.0	121601.0	y	0./04/0	00.6
		47/86	Субщелочное габбро								6.61	853	0.0024	0.70510		0.70509	15.01
			Cpx								10	656	0.0440	0.70442		0.70417	1.99
		47/86a	Срх, субщелочное габбро								18	162	0.3220	0.70619		0.70436	4.64
		45/86	Тералит								8	827	0.0290	0.70542		0.70526	17.41
		Ksh-25/2	Субщелочное габбро	2.77	12.18	0.1373	0.512726	13	0.512367	4.77	5.76	1455	0.0114	0.705286	11	0.70522	16.84
			Cpx	5.27	18.02	0.1758	0.512839	12	0.512379	5.00							
			PI	0.51	4.37	0.0727	0.512574	10	0.512384	5.10							
		Gi-4	Ургиг	1.31	6.77	0.1168	0.512671	7	0.512373	4.87	39.4	690	0.1653	0.706496	6	0.70545	21.50
			Cpx	3.87	15.66	0.1484	0.512762	5	0.512373	4.88							
			Ne	0.81	4.38	0.1113	0.512665	4	0.512374	4.90							
		Ksh-20/7	Срх, уртит	2.91	12.37	0.1419	0.512748	5	0.512376	4.94							
		29/86	Уртит								38	1144	0.0950	0.70581		0.70527	17.61
		35/86	Ийолит-ургит								60	958	0.1880	0.70683		0.70576	24.57
		Ksh-21/3	Пегматоидный ийолит	3.23	16.34	0.1196	0.512683	8	0.512370	4.82	30.9	923	0.0971	0.706235	8	0.70568	23.38
			Cpx	3.73	17.53	0.1285	0.512708	5	0.512371	4.84	3.58	576	0.0180	0.705711	6	0.70561	22.43
		Ksh-20/8	Микроийолит	5.44	28.09	0.1172	0.512719	6	0.512396	5.37	60.7	805	0.2183	0.706647	10	0.70541	19.52
Ц	DC	Dg-15/8	Субщелочное габбро	2.17	9.37	0.1458	0.512784	4	0.512402	5.45	8.1	704	0.0333	0.704498	Π	0.70431	3.96
п			Cpx	6.55	22.7	0.1742	0.512847	9	0.512391	5.23							
ET			Pl	0.19	1.30	0.0866	0.512603	30	0.512376	4.94							
PO		Dg-15/4b	Нефелиновый сиенит	7.58	47.7	0.0961	0.512612	8	0.512360	4.63	47.9	332	0.4168	0.708319	6	0.70595	27.22
лс			Cpx	25.6	160	0.0970	0.512596	4	0.512342	4.28							
ы			Ne	3.96	27.2	0.0881	0.512587	5	0.512356	4.55							
е ля	Ŋ	GOM-1	Субщелочное габбро	4.81	24.25	0.119854	0.512668	15	0.512354	4.51	20	863	0.06543	0.70588	15	0.70551	21.30
		GOM-2	Субщелочное габбро	4.77	24.36	0.118386	0.512667	11	0.512357	4.57	10.5	1329	0.02234	0.70703	18	0.70690	41.10
то		GOM-3	Тералит	5.63	28.0	0.121515	0.512646	17	0.512328	4.00	10.7	1975	0.01526	0.70746	14	0.70737	47.8
м 2		8589-Gx	Полевошпатовый ийолит	4.96	28.9	0.10368	0.512557	14	0.512285	3.16	50.2	950	0.14905	0.70626	19	0.70541	19.63
9		8547-Gx	Нефелиновый сиенит	6.13	34.9	0.10618	0.512573	19	0.512295	3.36	137	275	1.29161	0.71200	16	0.70464	8.72
×		KL2011-1	Полевоншатовый ургит	4.98	32.62	0.0923	0.512524	12	0.512282	3.11	113	1169	0.27343	0.70791	16	0.70635	32.97
∳ 1			Cpx	6.95	82.99	0.0506	0.512556	8	0.512423	5.87							
			Ne	0.42	3.37	0.0749	0.512660	21	0.512464	6.65							
20		KL2011-1/1	Полевошпатовый уртит	4.56	30.89	0.0892	0.512569	20	0.512335	4.15	114	1240	0.25968	0.70762	14	0.70614	29.98
تم ت 21	[римечан асчет пе	ние. Плутоні рвичных изо	ы: Кия-Шалтырский (KSh) гопных отношений на воз), Дедо раст 40	вогорскі 0 млн ле	и й (DG), т	Белогорск	ий (В	G), Kypry	сульски	й (K). <i>C</i> _{<i>p</i>}	$x - k\pi$	ноципони	сен, <i>Pl</i> -1	плагис	оклаз, <i>Ne</i> –	нефелин.

48

ВРУБЛЕВСКИЙ, ГЕРТНЕР

$\epsilon_{Sr}(T)$	13.5	32.7	9.67								15.27	36.6	31.90	17.1	24.5	18.82	1Х ИЗО-
$T^{(87}S^{1})$	0.70514	0.70649	0.70487								0.70526	0.70677	0.70644	0.70540	0.70591	0.70551	срвичнь
±2σ	16	18	2								21	15	20	20	14	15	счет п
12 ⁹⁸ /12 ⁷⁸	0.70536	0.70668	0.704985								0.705616	0.70933	0.71199	0.70559	0.70608	0.706439	фелин. Ра
л8 ⁹⁸ /дЯ ⁷⁸	0.05893	0.05036	0.03087								0.09359	0.67958	1.47335	0.05165	0.04431	0.24550	3, <i>Ne</i> – не
Sr, r/T	1706	1661	2125								1233	342	183	865	175	611	иокла
Rb, r/t	35.6	29.7	22.7								39.9	82.4	95.7	15.8	2.8	51.9	– плаг
$\epsilon_{Nd}(T)$	3.67	4.04	3.92	3.51	3.53	3.53	4.74	4.18	3.86	4.27	1.74	4.18	4.27	6.77	3.01	2.73	ксен, <i>Pl</i>
¹ (p _{Nţţt} /p _{NξţI})	0.512485	0.512504	0.512498	0.512477	0.512478	0.512478	0.512540	0.512511	0.512495	0.512516	0.512386	0.512511	0.512516	0.512644	0.512451	0.512437	одипонип
$\pm 2\sigma$	15	11	16	5	16	14	23	17	12	16	11	7	13	6	13	16	x - x
pN ^{\$\$I} /pN ^{\$\$I}	0.512666	0.512680	0.512691	0.512728	0.512609	0.512649	0.512704	0.512789	0.512688	0.512672	0.512568	0.512709	0.512706	0.512872	0.512652	0.512637	ій (GG). <i>С</i>
$p_{N_{\dagger \dagger I}}/m_{S_{\ell \dagger I}}$	0.104647	0.101714	0.11128	0.14451	0.07582	0.09869	0.11218	0.16014	0.11144	0.09003	0.10473	0.114386	0.109345	0.131235	0.115904	0.11523	зячегорски
Nd, r/T	26.37	19.4	23.2	15.2	5.38	4.48	40.7	23.7	4.31	4.58	27.7	28.78	31.71	22.15	23.35	38.4	(Pdt), Foj
 Sm, r/T	4.57	3.26	4.27	3.63	0.68	0.73	7.56	6.28	0.79	0.65	4.79	5.45	5.74	4.81	4.48	7.31	одтайга (
Порода, минерал	Полевошпатовый ийолит	Ийолит-уртит	Полевошпатовый ийолит	Cpx	ld	Ne	Полевошпатовый ийолит	Cpx	Ы	Ne	Полевошпатовый уртит	Полевошпатовый уртит	Нефелиновый сиенит	Нефелиновый сиенит	Нефелиновый сиенит	Нефелиновый сиенит	ны: Андрюшкина Речка (AR), П на возраст 265 млн лет.
Номер образца	AR2013	PDT2013	G-11/7b				G2011-4				G-10/7a	G-12/1	G-12/2	G2011-3	G2011-1	G-13/2	ие. Плутоі ношений і
Плутоны	AR	Pdt	GG														Примечані топных отн
ПЕТРОЛОГИЯ	то	и 29	№ 1	202	21												

Таблица 8. Изотопный Sr-Nd состав минералов и пород в пермских щелочно-мафитовых плутонах Кузнецкого Алатау

Порола, минерал U, T/T Th, T/T Ph, T/T Ph, T/T Ph, T/T Ph, T/T Ph, T/T	b-Pb cocr	ав пород и минералов в п	алеозо 	йских п	м-онногод	афитовы	X IIJYTO	нах запа	днои ча т		T	Т	Т
оплитатовый ийолит 1.84 2.33 3.96 20.561 15.640 38.259 15.575 37.735 0.8073 1.9559 лочное габброо 0.61 0.71 2.61 18.933 15.532 37.650 0.8605 2.0861 лочное габброо 0.61 0.71 2.61 18.933 15.572 37.650 0.8605 2.0641 лочное габброо 0.61 0.71 18.936 18.338 15.572 37.829 0.8478 2.0643 омлиный ийслиг 1.72 1.00 1.25 21.61 15.554 37.522 37.829 0.8473 2.0643 Фелиновый ийслиг 0.49 0.68 7.4 18.516 15.556 37.597 15.653 37.597 0.8473 2.0643 Фелиновый ийслиг 2.01 0.016 0.026 2.8210 15.556 37.597 0.8473 2.0643 Фелиновый ийслиг 2.01 0.016 0.026 2.8211 15.548 37.597 0.8473 2.0643	Щ	рода, минерал	U, 1/T	Th, 1/T	Pb, r/T	9d ₇₀₇ /9d ₉₀₇	$q_{d_{202}}/q_{d_{207}}$	9d ₇₀₇ /9d ₈₀₇	(q _{d^{\$07}} /q _{d907})	$(q_{\rm T02}/q_{\rm T02})$	$(q_{\rm d_{207}}/q_{\rm d_{807}})$	(9d ₉₀₇ /9d ₂₀₇)	(q ₄₉₀₇ /q ₄₈₀₇)
лючное габбро 0.61 0.71 2.61 18.993 15.581 38.005 18.048 15.529 37.650 0.8605 2.0861 тоилный ийолигт 1.72 1.80 3.41 20.654 15.690 38.481 18.358 15.554 37.722 0.8491 2.0548 фелиновый слениг 0.97 1.00 1.25 21.671 15.754 38.930 18.339 15.572 37.829 0.8491 2.0623 фелиновый слениг 0.49 0.68 7.4 18.516 15.556 37.597 18.379 0.8548 2.0623 фелиновый ийолиг 0.01 0.016 2.016 2.556 37.597 18.217 18.216 15.549 37.598 0.8547 2.0663 липатовый ийолиг 2.01 2.016 18.217 15.550 37.549 15.549 0.8665 2.0918 обонатиг 0.016 0.026 2.8 15.550 37.549 15.549 0.8665 2.0918 обонатиг 0.53 <	олев	ошпатовый ийолит	1.84	2.33	3.96	20.561	15.640	38.259	19.293	15.575	37.735	0.8073	1.9559
соилиный ийолит 1.72 1.80 3.41 20.654 15.690 38.481 18.358 15.564 37.722 0.8478 2.0548 сфелиновый сменит 0.97 1.00 1.25 21.671 15.754 38.930 18.339 15.572 37.829 0.8491 2.0643 сфелиновый сменит 0.49 0.68 7.4 18.516 15.550 37.598 0.8491 2.0643 сфелиновый сменит 0.49 0.68 7.4 18.516 15.559 37.598 0.8549 2.0643 офелиновый сменит 0.49 0.66 2.2 18.217 18.215 15.549 37.598 0.8549 2.0643 офелиновый сменит 0.016 2.2 18.210 15.549 37.593 0.8549 2.0663 ошпатовый ийолит 2.01 0.016 2.2 18.217 15.549 37.494 0.8665 2.0918 обонатит 0.52 0.50 28.249 17.924 15.543 38.021 0.7949 1.9327	убщ	алочное габбро	0.61	0.71	2.61	18.993	15.581	38.005	18.048	15.529	37.650	0.8605	2.0861
Фелиновый сиении 0.97 1.00 1.25 21.671 15.754 38.930 18.339 15.572 37.829 0.8491 2.0623 Фелиновый сиении 0.49 0.68 7.4 18.516 15.568 37.717 18.215 15.552 37.598 0.8549 2.0641 Фелиновый сиении 0.49 0.66 2.2 18.210 15.550 37.597 18.215 15.552 37.596 0.8549 2.0643 Опшатовый ийолии 0.016 0.026 2.8 18.217 15.550 37.597 18.191 15.549 37.595 0.8547 2.0662 Опшатовый ийолии 2.01 0.016 0.26 2.8 18.217 15.550 37.597 13.665 2.0662 Опшатовый ийолии 2.01 0.016 0.26 2.8 15.570 37.494 0.8665 2.0918 Обонатит 0.52 0.530 15.549 38.021 15.549 37.696 0.8010 1.9327 Обонатит 0.10 <td< td=""><td>егма</td><td>тоидный ийолит</td><td>1.72</td><td>1.80</td><td>3.41</td><td>20.654</td><td>15.690</td><td>38.481</td><td>18.358</td><td>15.564</td><td>37.722</td><td>0.8478</td><td>2.0548</td></td<>	егма	тоидный ийолит	1.72	1.80	3.41	20.654	15.690	38.481	18.358	15.564	37.722	0.8478	2.0548
фелиновый сиснит 0.49 0.68 7.4 18.516 37.717 18.215 15.552 37.598 0.8538 2.0641 0.011 0.016 2.2 18.210 15.550 37.599 18.187 15.549 37.590 0.8549 2.0663 0.011 0.016 2.2 18.217 15.550 37.597 18.191 15.549 37.595 0.8547 2.0663 0.016 0.026 2.8 18.217 15.550 37.597 18.191 15.548 37.585 0.8547 2.0663 0.016 0.026 2.8 18.217 15.550 37.597 18.191 15.548 37.585 0.8547 2.0663 0.016 0.026 2.8 18.217 15.550 37.594 15.663 2.0663 2.0918 0.001 0.52 0.50 2.8 15.629 38.246 15.637 38.123 0.7606 1.8460 0.001 0.52 0.50 2.8 15.531 37.043 0.7606<	ртит		0.97	1.00	1.25	21.671	15.754	38.930	18.339	15.572	37.829	0.8491	2.0628
0.011 0.016 2.2 18.210 15.550 37.599 18.187 15.549 37.590 0.8549 2.0668 шпатовый ийолит 0.016 0.026 2.8 18.217 15.550 37.597 18.191 15.548 37.596 0.8547 2.0663 шпатовый ийолит 2.01 2.766 6.10 19.637 15.629 38.249 17.924 15.531 37.494 0.8665 2.0918 бонатит 2.01 2.76 6.10 19.637 15.629 38.249 17.924 15.531 0.7606 1.8460 ироксенит 0.52 0.50 2.1.888 15.779 38.460 20.652 15.763 0.7606 1.8460 ироксенит 2.83 4.44 3.53 24.212 15.896 40.312 19.672 15.637 0.7799 0.7906 1.9327 бонатит 2.83 0.64 15.40 37.297 17.282 15.639 0.7611 2.0810 1.93278 бонатит	<i>с</i> , неф	релиновый сиенит	0.49	0.68	7.4	18.516	15.568	37.717	18.215	15.552	37.598	0.8538	2.0641
Половый ийолит 0.016 0.854 2.0663 37.597 18.191 15.548 37.585 0.8547 2.0663 Шпатовый ийолит 2.01 2.76 6.10 19.637 15.629 38.249 17.924 15.531 37.494 0.8665 2.0918 бонатит 2.01 2.76 6.10 19.637 15.629 38.249 17.924 15.531 37.494 0.8665 2.0918 бонатит 0.52 0.50 2.6 21.888 15.779 38.460 20.652 15.708 38.123 0.7606 1.8460 ироксенит 2.83 4.44 3.53 24.212 15.896 40.312 19.672 15.637 38.021 0.7949 1.9327 онатит 0.078 0.007 1664 18.048 15.540 37.682 0.8611 2.0880 онатит 0.10 0.094 1.6 15.540 37.205 0.7505 0.8910 2.1528	A		0.011	0.016	2.2	18.210	15.550	37.599	18.187	15.549	37.590	0.8549	2.0668
шпатовый ийолит 2.01 2.76 6.10 19.637 15.629 38.249 17.924 15.531 37.494 0.8665 2.0918 бонатит 0.52 0.50 2.6 21.888 15.779 38.460 20.652 15.708 38.123 0.7606 1.8460 йороксенит 0.53 4.44 3.53 24.212 15.896 40.312 19.672 15.637 38.123 0.7606 1.8460 йороксенит 2.83 4.44 3.53 24.212 15.896 40.312 19.672 15.637 38.021 0.7949 1.9327 йороксенит 0.078 0.007 1664 18.048 15.540 37.682 0.8611 2.0880 бонатит 0.10 0.094 1.6 17.626 15.418 37.297 15.399 37.205 0.8910 2.1528	ı		0.016	0.026	2.8	18.217	15.550	37.597	18.191	15.548	37.585	0.8547	2.0662
Обонатит 0.52 0.50 2.6 21.888 15.779 38.460 20.652 15.708 38.123 0.7606 1.8460 ироксенит 2.83 4.44 3.53 24.212 15.896 40.312 19.672 15.637 38.021 0.7949 1.9327 5онатит 0.078 0.007 1664 18.048 15.540 37.682 18.047 15.540 37.682 0.8611 2.0880 бонатит 0.10 0.094 1.6 17.626 15.418 37.297 17.282 15.399 0.8910 2.1528	олевс	шпатовый ийолит	2.01	2.76	6.10	19.637	15.629	38.249	17.924	15.531	37.494	0.8665	2.0918
лироксенит 2.83 4.44 3.53 24.212 15.896 40.312 19.672 15.637 38.021 0.7949 1.9327 бонатит 0.078 0.007 1664 18.048 15.540 37.682 18.047 15.540 37.682 0.8611 2.0880 бонатит 0.10 0.094 1.6 17.626 15.418 37.297 17.282 15.399 37.205 0.8910 2.1528	<i>vr</i> , Kaļ	обонатит	0.52	0.50	2.6	21.888	15.779	38.460	20.652	15.708	38.123	0.7606	1.8460
Бонатит 0.078 0.007 1664 18.048 15.540 37.682 18.047 15.540 37.682 0.8611 2.0880 бонатит 0.10 0.094 1.6 17.626 15.418 37.297 17.282 15.399 37.205 0.8910 2.1528	юниг	лироксенит	2.83	4.44	3.53	24.212	15.896	40.312	19.672	15.637	38.021	0.7949	1.9327
бонатит 0.10 0.094 1.6 17.626 15.418 37.297 17.282 15.399 37.205 0.8910 2.1528	v, Kap	бонатит	0.078	0.007	1664	18.048	15.540	37.682	18.047	15.540	37.682	0.8611	2.0880
	c, Kal	рбонатит	0.10	0.094	1.6	17.626	15.418	37.297	17.282	15.399	37.205	0.8910	2.1528

50

²⁰²¹

Порода	Плутоны	Номер образца	$\delta^{18}O_{WR}$	$\delta^{18}O_{Cpx}$	$\delta^{18}O_{Pl}$	$\delta^{18}O_{Ne}$
Субщелочное габбро	UP	6/239.6	7.5	6.3	8.0	
		1001/172	7.3			
	KSh	Ksh-26/1	8.0	7.4	8.2	
		Ksh-25/2	10.5	8.1	10.2	
		43/86		6.6		
		44/86		7.6		
		46/86	8.4	7.5		
		47/86	8.1	6.8		
	DG	Dg-15/8	7.8	6.9	7.8	
Тералит, фойдолит	UP	15/94.4	9.6	8.6	10.8	
		1001/88.5	7.5			
		14/52.4	9.7	9.2		
		31/323.5	7.9			
		4/60.8		8.8		10.7
		43/77.5	10.7	9.4		11.0
		PT-51	9.5			
		PT-8	10.2			
		PT-7		8.3		
		PT-16	9.6	8.8		10.3
		PT-14	9.6	9.8		9.7
		50/515.5	9.5			
	KSh	Ksh-21/3	10.1	9.7		10.2
		Ksh-20/8	10.0	9.1		10.0
		Ksh-22/12	9.3			
		Ksh-27/86	9.4	9.0		9.5
		45/86	8.0			
		Gi-4	9.4			
		29/86	9.7	9.4		
		10K				12.0
		12K				8.4
	GG	G-11/7b	9.4	8.5	9.6	
Нефелиновый сиенит	UP	6/38.8	10.8	9.3		
	KSh	Ksh-25/1	10.2			
	DG	Dg-15/4B	10.3	8.2	10.6*	9.2
Карбонатит	UP	45/208.7		9.0		

Таблица 10. Изотопный состав кислорода в щелочно-мафитовых интрузиях Кузнецкого Алатау

Примечание. Плутон: Верхнепетропавловский (UP), Кия-Шалтырский (KSh), Дедовогорский (DG), Горячегорский (GG). WR – валовый состав породы, *Срх* – клинопироксен, *Pl* – плагиоклаз, *Ne* – нефелин. * Калиевый полевой шпат.

сивы пермского возраста (Горячегорский, Подтайга, Андрюшкина Речка) не сопровождаются какими-либо другими интрузивными комплексами и залегают только среди вулканитов среднего палеозоя на границе орогена и Минусинского рифтового прогиба (рис. 1). Похожая дискретность щелочного магматизма прослеживается в провинциях Центрального Сангилена (Юго-Восточная Тува) и Витимского нагорья (Западное Забайкалье) (Doroshkevich et al., 2012; Дорошкевич и др., 2014, 2018; Избродин и др., 2017 Vrublevskii et al., 2020а), что указывает на периодичность мантийных процессов в палеозойской истории ЦАСП.

Изученные изверженные породы принадлежат к дифференцированной K-Na (Na₂O/K₂O ~ 2–7)

серии субщелочное габбро-тералит-фойдолитнефелиновый сиенит (фойяит) (рис. 4а). Исключением являются более редкие уртиты и ийолиты, которые имеют низкую кремнекислотность и обогащены щелочами. По своему химизму породы плутонов сопоставимы с комагматичными вулканитами базанит-тефрит-фонолитового ряда, распространенными в Кузнецком Алатау и Минусинской впадине (Бородин и др., 1987; Воронцов и др., 2013). Содержание петрогенных и многих рассеянных элементов в щелочных интрузиях (рис. 4–6) не противоречит фракционной кристаллизации по модели Н. Боуэна. На примере представительного Верхнепетропавловского плутона формирование щелочно-мафитовой ассоциации предполагается в гипабиссальных условиях ~3 кбар и ~1000-1150°С (Врублевский, 2015). В сходном температурном интервале (~930-1200°С) наблюдается гомогенизация микровключений в породообразующем клинопироксене, плагиоклазе и нефелине из других интрузивов провинции (Шацкий, 1975). По-видимому, даже в магнетите и салите поздних карбонатитов прекращение обмена изотопов кислорода происходило при ~700-800°C, что соответствует условиям рэлеевского фракционирования в остывающем карбонатном расплаве. Широкий диапазон температур (~800-400°С) изотопно-кислородного равновесия фиксируется в парагенезисах клинопироксена с нефелином и полевым шпатом щелочных пород (табл. 10, рис. 7), что свидетельствует о позднемагматическом преобразовании минеральных систем, иногда с участием метеорных вод (Врублевский, 2015; Vrublevskii et al., 2020a).

Условия генерации материнской базитовой магмы. Распределение редких элементов в породах щелочных плутонов Кузнецкого Алатау может отражать неоднородность вещества магматических источников. Наиболее раннее субщелочное габбро обладает отчетливыми геохимическими признаками участия в источнике их расплава вещества ІАВ в сочетании с компонентом, подобным E-MORB (рис. 5, 6). Его присутствие позволяет предположить возможность переработки океанической литосферы в зоне субдукции и последующее вовлечение эклогитизированного слэба в магмогенезис (Donnelly et al., 2004). На примере данной провинции участие такого материала косвенно подтверждается корреляцией соотношений Nb/Ta и Zr/Sm в габбро и щелочных породах (рис. 9в).

По сравнению с веществом источника OIB габброиды имеют пониженные значения Gd/Yb и La/Lu, что соответствует меньшей глубине генерации магмы и более высокой степени плавления протолита (рис. 9а). Состав мафитов Белогорского плутона отличается бо́льшим отношением

 $(La/Yb)_N \sim 9-12$, чем аналоги в других изученных массивах провинции ((La/Yb)_N $\sim 2-7$). Это может свидетельствовать не только о неоднородности источников и разных условиях выплавления, но также о степени фракционирования первичной магмы. Наблюдаемые в габбро высокие концентрации HREE_{Gd-Lu}, достигающие ~20-30 г/т, У до ~20-45 г/т и величина отношения LREE/HREE, равная 3-9, указывают на отсутствие реститового граната в протолите и генерацию магмы в результате ~1-10% равновесного плавления мантийного шпинелевого лериолита. По-вилимому, в сходных условиях формировалась первичная магма девонских базальтов в прилегающей Минусинской котловине (рис. 96, 9г). Для продуктов кембрийского ОІВ-магматизма Кузнецкого Алатау тоже характерна относительно невысокая (~2-3%) степень плавления мантийного перидотита, но экстракция расплава осуществлялась из более глубокого источника с небольшим количеством стабильного граната (Врублевский и др., 2016в).

Мантийные источники и коровая контаминация расплавов. Изотопный состав неодима $\varepsilon_{Nd}(T) \sim 3-9$ в щелочно-мафитовых плутонах Кузнецко-Алатауской провинции свидетельствует о мантийном происхождении первичной магмы. Независимо от возраста плутонов, общий мантийный компонент представлен PREMA (prevalent mantle)-подобным материалом, который мог взаимодействовать как с более деплетированной (E-MORB-тип), так и с обогащенной литосферной (ЕМ-тип) мантией. Повидимому, наблюдаемые отклонения от преобладающих значений $\epsilon_{Nd}(T) \sim 4.2 - 5.5$ (рис. 10) связаны с различным соотношением мантийных компонентов, либо зависят от степени перемешивания вещества в магматических камерах. Некоторое увеличение доли вещества ЕМ в щелочных породах поздней перми соответствует составу производных магматизма, развитого в блоках с утолщенной зрелой литосферой.

Сходные значения $\varepsilon_{Nd}(T) \sim 3-5$ отмечаются в кембрийских габбро-монцонитовых и гранитных ассоциациях Кузнецкого Алатау, девонских базальтах смежного Минусинского прогиба, а также в палеозойских щелочных плутонических комплексах на Сангиленском (Юго-Восточная Тува) и Витимском (Западное Забайкалье) плоскогорьях (Врублевский и др., 2016а, 2018а; Воронцов и др., 2013; Doroshkevich et al., 2012). По-видимому, в этом случае происходило унаследование источников вещества, которые были повторно активированы под воздействием мантийного плюма. О вероятной мобилизации материала ранее метасоматизированной нижней литосферы может свидетельствовать совместное нахождение в



Рис. 9. Соотношение HFS-элементов в магматических мафитовых породах Кузнецкого Алатау и примыкающей Минусинской впадины.

(a): Gd/Yb–La/Lu (Boyce et al., 2015); (b): (Sm/Yb)_N–(La/Sm)_N (Bi et al., 2015). Концентрации REE нормализованы (N) по хондриту (Sun, McDonough, 1989); (b): Nb/Ta–Zr/Sm (Foley et al., 2002); (г): Dy/Yb–La/Yb (Jung et al., 2006). На кривых плавления модельных лерцолитов с разным содержанием граната (*Gr*) и шпинели (*Spl*) обозначена доля расплава в процентах. Состав габбро (рис. (a), (б), (г)) в шелочно-мафитовых плутонах: Белогорский (черный квадрат), Университетский, Верхнепетропавловский, Кия-Шалтырский, Кургусульский, Дедовогорский (белые квадраты) в сравнении с неопротерозойскими вулканитами OIB-типа на юго-восточном склоне Кузнецкого Алатау (KA) (Врублевский и др., 2016в) и девонскими базальтами Минусинской рифтогенной впадины (Воронцов и др., 2013). См. пояснение в тексте.

девонских и пермских щелочных породах Кузнецкого Алатау разновозрастных (~1300, ~500 и ~400 млн лет) популяций циркона (Врублевский и др., 2014). Доминирование вещества, подобного PRE-MA, в эволюции палеозойского мафитового магматизма ЦАСП уже отмечалось в связи с деятельностью Северо-Азиатского суперплюма (Ярмолюк, Коваленко, 2003). Вероятно, его влияние таким же образом отразилось на изотопном составе Nd кембрийских гранитоидов ($\varepsilon_{Nd}(530-490) = = 6.6-7.9$), сформированных в островодужно-аккреционных комплексах Озерной зоны (Западная Монголия) ЦАСП (Саватенков и др., 2020).

Неоднородность магматических источников вызывает вариации изотопных отношений Pb в породах и минералах (рис. 11а, 11в). Их значения образуют дискретный тренд, параллельный известной последовательности EACL (East Africa Carbonatite Line) карбонатит-нефелинитового вулканизма Восточно-Африканского рифта (Bell, Tilton, 2001). По-видимому, щелочно-мафитовые интрузии Кузнецкого Алатау имели комбинированный источник с преобладанием вещества PREMA и



Рис. 10. Изотопный состав Nd и Sr палеозойских плутонических комплексов Кузнецкого Алатау и других магматических центров ЦАСП.

GGM – кембрийско-раннеордовикские гранитоиды и габбро-монцонитовая ассоциация восточного склона Кузнецкого Алатау (Врублевский и др., 2016а, 2018а). МВВ – девонские базальты Минусинской впадины, по (Воронцов и др., 2013). Составы палеозойских щелочных комплексов плато Витим (Западное Забайкалье) и Сангилен (Юго-Восточная Тува), по данным (Doroshkevich et al., 2012; Vrublevskii et al., 2020а), щелочных пород и карбонатитов (комплекс эдельвейс, Эд) в Горном Алтае, по (Врублевский и др., 2012). Средний состав базальта Северо-Азиатского суперплюма, по (Ярмолюк, Коваленко, 2003). Область "Мантийный ряд", резервуары MORB (DMM), PREMA, EMI и EMII в соответствии с их современными параметрами показаны по (Zindler, Hart, 1986; Stracke et al., 2005). См. пояснение в тексте.

различным участием компонентов, сходных с ЕМІІ или ЕМІ. Эта зависимость также прослеживается в раннепалеозойских щелочных интрузиях Горного Алтая и Центрального Сангилена ЦАСП. Сопоставимые первичные изотопные отношения Рb (рис. 11а, 11б) характерны для щелочных плутонов Европейского и Сибирского кратонов, базальтов Таримской провинции и щелочных комплексов плато Шилонг (Shillong) в Северо-Восточной Индии, образование которых связывают с плюмовой активностью (Lee et al., 2006; Когарко, Зартман, 2011; Зартман, Когарко, 2014; Zhang et al., 2010; Ghatak, Basu, 2013). По всей вероятности, в их формировании принимало участие вещество не только мантии, но и верхней литосферы.

Несмотря на отмеченные признаки мантийного происхождения, для щелочно-мафитовых интрузий характерны повышенные значения $(^{87}Sr/^{86}Sr)_{T}$ до ~0.705—0.707 и δ^{18} О до 8—12‰ в силикатных породах, что может быть вызвано коровой контами-

нацией расплавов. Ее влияние особенно заметно в карбонатитах: $\delta^{18}O_{V-SMOW} \sim 12-15.5\%$, $\delta^{13}C_{V-PDB}$ от -3.5 до -2.0%, $\delta^{34}S_{CDT} = +4.6\%$, $(^{87}Sr/^{86}Sr)_{T} \sim 0.706-0.707$ (Врублевский, 2015). Существующая положительная корреляция между величинами $(^{87}Sr/^{86}Sr)_{T}$ и δ^{18} О также наблюдается в других палеозойских изверженных комплексах западной части ЦАСП и приближенно соответствует модели мантийно-корового взаимодействия. Участие компонентов континентальной коры в развитии щелочного магматизма Кузнецкого Алатау является вполне вероятным для аккреционно-коллизионного орогена.

Предположительно, дополнительное поступление ⁸⁷Sr в магму происходило с рассолами, мобилизованными теплом интрузий из рифейскокембрийских метакарбонатных отложений (Sr > 2000 г/т, ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr \approx 0.708) на севере региона (Покровский и др., 1998). Как следствие, содержание Sr в мафитовых породах достигает ~1300–



Рис. 11. Изотопный состав Pb в минералах (микроклин, пирротин, пирит) и в породах щелочно-мафитовых плутонов. Данные на Pb–Pb диаграммах см. в табл. 9. Мантийные компоненты: PREMA (преобладающая мантия), FOZO (мантия фокусной зоны), HIMU (мантия с высоким значением µ), DMM (деплетированная MORB мантия), EMI (обогащенная мантия 1) и EMII (обогащенная мантия 2), элементы плюмботектоники и изотопной эволюции Pb соответствуют параметрам по (Stacey, Kramers, 1975; Zartman, Haines, 1988; Zindler, Hart, 1986; Hart et al., 1992; Stracke et al., 2005). Компоненты: UC – верхнекоровый, Oro – орогенный, M – мантийный. EACL – East African Carbonatite Line, по (Bell, Tilton; 2001). Составы шелочных пород и карбонатитов Ловозерского, Ковдорского (Европейский кратон) и Гулинского (Сибирский кратон) массивов, по (Когарко, Зартман, 2011; Зартман, Когарко, 2014; Lee et al., 2006), галенита из карбонатитов в плутонах Себльявр, Салланлатви, Вуориярви, Ковдор Кольской провинции, по (Bell et al., 2015), базальтов Таримской плюмовой провинции, по (Zhang et al., 2010), шелочно-ультрамафитовых комплексов, лампроитов и сиенитов (LS) Северо-Восточной Индии, по (Ghatak, Basu, 2013). Допускается возможное сходство параметров мантийных субстратов и современных изотопных резервуаров. Пояснение см. в тексте.

1800 г/т. Сохраняющееся при этом изотопно-кислородное равновесие между минералами с кристаллической структурой разной ¹⁸О-емкости указывает на поступление корового материала непосредственно в расплав. Происходившая кон-

таминация также могла вызвать обогащение пород изотопом ²⁰⁷Pb до уровня, характерного для орогенических областей (рис. 116).

Щелочной магматизм суперпозиции мантийного плюма и аккреционно-коллизионного террейна. По существующим оценкам процессы смешения мантийных и коровых компонентов в магмогенезисе особенно эффективны в обстановке субдукции (Kelemen et al., 2003; Добрецов, 2010; Гордиенко, 2019; Jia et al., 2020; Sun et al., 2020). На примере эволюции западно-тихоокеанской активной окраины в позднем кайнозое считается, что благодаря разрыву и сдвигу океанической литосферной плиты в зоне трансформного растяжения формируется канал (slab-window), по которому астеносферные магмы или вещество более глубинных плюмов поступают в надсубдукционный мантийный клин (Ярмолюк и др., 2013; Martynov et al., 2017; Kimura et al., 2018; Гордиенко, 2019). Кроме того, материал самого клина перед возможным плавлением подвергается метасоматическому воздействию флюидов, возникающих при дегидратации слэба (Donnelly et al., 2004). В результате составы производных окраинно-континентального вулканизма нередко проявляют геохимическую конвергенцию между внутриплитными (WPB/OIB-тип) и островодужными (ІАВ-тип) базальтами (Ярмолюк и др., 2013; Martynov et al., 2017; Гордиенко, 2019). В качестве дополнительного фактора смешения нередко рассматривается процесс магматического андерплейтинга (underplating) в основании континентальной коры (Thybo, Artemieva, 2013 и ссылки там). Предполагается, что в этом случае плавление корового материала под влиянием базитовых интрузий приводит к образованию фельзитовых гибридных магм (Petford, Gallagher, 2001; Annen, Sparks, 2002).

Содержания и соотношения некоторых редких и рассеянных элементов в щелочно-мафитовых интрузиях Кузнецкого Алатау могут свидетельствовать о сложной тектонической обстановке их внедрения. Сходные по степени дифференциации $(La/Yb)_N \sim 5-10$ габброиды и фойдолиты характеризуются мультиэлементными спектрами распределения, подобными среднему составу IAB, но более щелочные производные обогащены

REE, Nb, Ta, Th, U, Rb и Ba (рис. 5, 6) до уровня состава ОІВ и выше. Содержания HFSE в большинстве мафитовых пород являются переходными между составами OIB и IAB (рис. 12). Такое сочетание вероятно при смешении компонентов мантийного плюма и островной дуги (Врублевский, 2015; Врублевский и др., 2012, 2016а, 2016б; Martynov et al., 2017; Гордиенко, 2019). Похожие вариации наблюдаются в габбро-монцонитовых плутонах на востоке региона (рис. 12е) и тоже могут быть обусловлены мантийно-коровым взаимодействием (Врублевский и др., 2018а). По-видимому, участие вещества самого плюма отразилось на индикаторных соотношениях HFSE в мафитах, в которых они достигают значений, характерных для производных OIB-магматизма и континентальных платобазальтов (рис. 12а, 12б). Предположительно, в субщелочном габбро также содержится материал, сопоставимый с океаническими базальтами типа E-MORB. ВАВВ и ОРВ (рис. 5, 12а, 12г, 12д). Присутствие этих компонентов в геодинамических комплексах Палеоазиатского океана неоднократно отмечается в пределах северо-западного сегмента ЦАСП (Buslov et al., 2001; Dobretsov et al., 2003; Wilhem et al., 2012).

На основании существующей модели формирования каледонид ЦАСП (Ярмолюк и др., 2013) и данных по геохимии и изотопной геохронологии щелочно-мафитового магматизма в Кузнецком Алатау нами допускается взаимодействие изученных интрузий с материалом аккреционных комплексов уже бывшей активной континентальной окраины. При относительном небольшом диапазоне преобладающих значений $\varepsilon_{Nd}(T) \approx 4-6$ в породах плутонов заметно варьируют соотношения Ce/Pb, Ce/Nb, Th/Nb (рис. 13). Считается, что они служат индикаторами участия континентальной коры в магмогенезисе (Hofmann et al., 1986; Rudnick, Gao, 2003). Таким образом, в породах рассмотренной изверженной провинции их вариации могут отражать разную степень контаминации мантийных расплавов с унаследованием сигнатур более древних субдукционных процес-

Рис. 12. Геохимическая интерпретация источников и тектонической обстановки щелочно-мафитового магматизма Кузнецкого Алатау.

⁽a): Nb/Y–Zr/Y (Condie, 2005), штриховой линией разделены плюмовые и неплюмовые источники; (б): (Tb/Ta)_{PM}– (Th/Ta)_{PM} (Thièblemont et al., 1994), нормализация по примитивной мантии (PM; Sun, McDonough, 1989); (в): Th/Yb– Ta/Yb (Gorton, Schandl, 2000); (г): Th/Ta–La/Yb (Tomlinson, Condie, 2001); (д): Th_N–Nb_N (Saccani, 2015), нормализация по N-MORB (Sun, McDonough, 1989); (е): Yb/Ta–Y/Nb (Eby, 1990). Базальты срединно-океанических хребтов нормальные (N-MORB) и обогащенные (E-MORB), океанических островов (OIB), океанических плато (OPB), субдукционных зон (SZB), островных дуг (IAB/ARC), задуговых бассейнов (BABB), внутриплитные (WPB). AB – щелочной базальт, CFB – континентальный платобазальт, IAT – толеиты островных дуг, OIA – океаническая островная дуга, ACM – активная окраина континента, WPVZ – внутриплитная вулканическая зона, CAMB – базальты активной окраины континента, CWPAB – щелочные и субщелочные внутриплитные континентальные базальты. Крестом отмечен средний состав базальтов по (Sun, McDonough, 1989; Kelemen et al., 2003), кембрийские габбро-монцониты Кузнецкого Алатау по (Врублевский и др., 2018а).





Рис. 13. Диаграммы Ce/Nb–Th/Nb (a) и $\varepsilon_{Nd}(T)$ –Ce/Pb (б) для пород щелочно-мафитовой серии (залитые кружки) Кузнецкого Алатау. Состав примитивной (PM) и деплетированной (DMM) мантии. E-MORB, OIB, PREMA, BSE (bulk silicate Earth, вало-

Состав примитивной (РМ) и деплетированной (DMM) мантии, E-MORB, OIB, PREMA, BSE (bulk suitcate Earth, валовый состав Земли), UC (верхняя континентальная кора), по (Sun, McDonough, 1989; Zindler, Hart, 1986; Salters, Stracke, 2004; Rudnick, Gao, 2003). См. пояснение в тексте.

сов. При этом установленное геохимическое подобие разновозрастных щелочных интрузий свидетельствует не только о родственной природе магматических источников, но и подтверждает представления о длительной плюмовой активности в палеозойской эволюции ЦАСП (Ярмолюк и др., 2003).

Предполагается, что присутствие гетерогенного вещества в составе плутонов Кузнецкого Алатау вызвано суперпозицией мантийного плюма и кембрийских геодинамических комплексов бывшей активной континентальной окраины. В сходных тектонических условиях наиболее вероятно воздействие плюма на метасоматизированную надсубдукционную мантию с сохранением ее геохимических признаков в процессах плавления (Врублевский и др., 2014; Лавренчук и др., 2017). Однако с позиции плейт-тектоники для проявления подобного многократного магматизма необходимо учитывать возможность его эволюции на ограниченной площади (~4.5 тыс. км² в данном случае), сопоставимой с площадными размерами классической горячей точки. Поэтому в предлагаемой модели допускается, что первоначальный мантийный плюм в кембрии-ордовике (Ярмолюк, Коваленко, 2003) при подъеме эродировал литосферу под уже зрелой островной дугой и был источником только небольших порций щелочнобазальтовой магмы. Геохимическое подобие щелочных интрузий более поздних (девон, пермь) периодов плюмовой активности обусловлено смешением вновь поступившего мантийного материала и переплавленного литосферного субстрата, метасоматизированного инициальным плюмом (Врублевский и др., 2014). При этом взаимодействие щелочной магмы непосредственно с фрагментами аккреционных комплексов на нижнекоровом уровне ограничивалось очень незначительным их плавлением в краевых частях. По-видимому, участие разнородного, в том числе карбонатного, вещества в процессах петрогенезиса вызывало изотопные эффекты (Покровский и др., 1998), но слабо отразилось на общем химизме изверженных пород.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

(1) Щелочно-мафитовый интрузивный магматизм на севере Кузнецкого Алатау проявлялся неоднократно. Сформированные плутоны кембрийского, девонского и пермского возраста сложены изверженными породами К-Na серии: субщелочное габбро-тералит-фойдолит-нефелиновый сиенит, редко карбонатит.

(2) Вариации HFSE в габбро свидетельствуют о неоднородности протолита первичной магмы. Наряду с компонентом, подобным IAB, в нем присутствует вещество океанических базальтов типа OIB, E-MORB, BABB и OPB.

(3) По сравнению с условиями образования OIB, для первичной магмы исследованной серии пород характерна меньшая глубина генерации в условиях частичного (1–10%) плавления шпинелевого лерцолита мантии и умеренная степень ее фракционирования ((La/Yb)_N до ~7–12).

(4) Первичный изотопный состав Nd и Pb в породах и минералах свидетельствует о мантийном происхождении первичной магмы и взаимодействии в ее источнике доминирующего вещества PREMA-типа с материалом более деплетированного (MORB/DMM) и обогащенного (EM-тип) резервуаров. Повышенные значения и положительная корреляция отношений изотопов Sr и O в интрузивах могут быть связаны с коровой контаминацией расплавов. Этому не противоречат наблюдаемые изотопные С–О ковариации в карбонатитах, характерные для высокотемпературного рэлеевского фракционирования.

(5) Распределение большинства редких и рассеянных элементов в плутонах указывает на возможное смешение в расплавах материала островных дуг и океанической литосферы в сложной геодинамической обстановке суперпозиции мантийного плюма и бывшей активной окраины континента. Участие подобных компонентов в магмогенезисе могло произойти еще на стадии аккреции.

(6) Щелочно-мафитовые интрузии аккреционно-коллизионного орогена Кузнецкого Алатау обладают неоднородным изотопным (Nd, Pb) составом, что указывает на гетерогенность их мантийных протолитов. Плюм-литосферное взаимодействие могло привести к унаследованию геохимических признаков более ранних субдукционных комплексов Палеоазиатского океана, а также возрастанию роли обогащенной мантии в магмогенезисе.

Благодарности. Авторы признательны сотрудникам производственных геологических организаций Кузбасса и Красноярского края, Томского национального исследовательского государственного университета, институтов Российской академии наук, Университета Британской Колумбии (Канада) за многолетнюю помощь в экспедиционных и аналитических исследованиях. С благодарностью были восприняты рецензии от член-корреспондента РАН Е.В. Склярова и старшего научного сотрудника ИГЕМ РАН А.В. Никифорова.

Источники финансирования. Рукопись подготовлена при поддержке Министерства науки и высшего образования РФ и Российского научного фонда (проект № 18-17-00240).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Андреева Е.Д. Щелочной магматизм Кузнецкого Алатау. М.: Наука, 1968. 169 с.

Андреева Е.Д., Кононова В.А., Свешникова Е.В., Яшина Р.М. Щелочные породы. Магматические горные породы. Т. 2. М.: Наука, 1984. 415 с.

Арзамасцев А. А., Арзамасцева Л.В. Геохимические индикаторы эволюции щелочно-ультраосновных серий па-

ПЕТРОЛОГИЯ том 29 № 1 2021

леозойских массивов Фенноскандинавского щита // Петрология. 2013. Т. 21. № 3. С. 277–308.

Бородин Л.С., Попов В.С., Гладких В.С. и др. Геохимия континентального вулканизма. М.: Наука, 1987. 238 с.

Воронцов А.А., Федосеев Г.С., Андрющенко С.В. Девонский вулканизм Минусинского прогиба Алтае-Саянской области: геологические, геохимические и изотопные Sr-Nd характеристики пород // Геология и геофизика. 2013. Т. 54. № 9. С. 1283–1313.

Врублевский В.В. Источники и геодинамические условия петрогенезиса Верхнепетропавловского щелочнобазитового интрузивного массива (средний кембрий, Кузнецкий Алатау, Сибирь) // Геология и геофизика. 2015. Т. 56. № 3. С. 488–515.

Врублевский В.В., Крупчатников В.И., Изох А.Э., Гертнер И.Ф. Щелочные породы и карбонатиты Горного Алтая (комплекс эдельвейс): индикатор раннепалеозойского плюмового магматизма в Центрально-Азиатском складчатом поясе // Геология и геофизика. 2012. Т. 53. № 8. С. 945–963.

Врублевский В.В., Гертнер И.Ф., Гутиеррес-Алонсо Г. и др. Изотопная (U-Pb, Sm-Nd, Rb-Sr) геохронология щелочно-базитовых плутонов Кузнецкого Алатау // Геология и геофизика. 2014. Т. 55. № 11. С. 1598–1614.

Врублевский В.В., Котельников А.Д., Руднев С.Н., Крупчатников В.И. Эволюция палеозойского гранитоидного магматизма Кузнецкого Алатау: новые геохимические и U-Pb (SHRIMP-II) изотопные данные // Геология и геофизика. 2016а. Т. 57. № 2. С. 287–311.

Врублевский В.В., Гринев О.М., Изох А.Э., Травин А.В. Геохимия, изотопная (Nd-Sr-O) триада и ⁴⁰Ar-³⁹Ar возраст палеозойских щелочно-мафитовых интрузий Кузнецкого Алатау (на примере Белогорского плутона) // Геология и геофизика. 2016б. Т. 57. № 3. С. 592– 602.

Врублевский В.В., Котельников А.Д., Крупчатников В.И. Позднедокембрийский ОІВ-магматизм Кузнецкого Алатау, Сибирь: геохимические особенности вулканитов кульбюрстюгской свиты // Докл. АН. 2016в. Т. 469. № 4. С. 592–602.

Врублевский В.В., Котельников А.Д., Изох А.Э. Возраст, петрологические и геохимические условия формирования когтахского габбро-монцонитового комплекса Кузнецкого Алатау // Геология и геофизика. 2018а. Т. 59. № 7. С. 900–930.

Врублевский В.В., Гертнер И.Ф., Чугаев А.В. Источники вещества высокоглиноземистых щелочных магм по данным изотопной (Nd, Sr, Pb, O) геохимии пород Кия-Шалтырского габбро-уртитового интрузива девонского возраста, Южная Сибирь // Докл. АН. 20186. Т. 479. № 6. С. 666–672.

Гордиенко И.В. Связь субдукционного и плюмового магматизма на активных границах литосферных плит в зоне взаимодействия Сибирского континента и Палеоазиатского океана в неопротерозое и палеозое // Геодинамика и тектонофизика. 2019. Т. 10. № 2. С. 405–457. Добрецов Н.Л. Петрологические, геохимические и геодинамические особенности субдукционного магматизма // Петрология. 2010. Т. 18. № 1. С. 88–110.

Дорошкевич А.Г., Рипп Г.С., Избродин И.А. и др. Геохронология Гулхенского массива Витимской щелочной провинции, Западное Забайкалье // Докл. АН. 2014. Т. 457. № 6. С. 687–691.

Дорошкевич А.Г., Избродин И.А., Рампилов М.О. и др. Пермо-триасовый этап щелочного магматизма Витимского плоскогорья (Западное Забайкалье) // Геология и геофизика. 2018. Т. 59. № 9. С. 1325–1344.

Зартман Р.Э., Когарко Л.Н. Изотопный состав свинца агпаитовых нефелиновых сиенитов и редкометальных руд Ловозерского массива (Кольский полуостров, Россия) // Докл. АН. 2014. Т. 454. № 1. С. 77–80.

Избродин И.А., Дорошкевич А.Г., Рампилов М.О. и др. Возраст, минералогическая и геохимическая характеристики пород Чининского щелочного массива (Западное Забайкалье) // Геология и геофизика. 2017. Т. 58. № 8. С. 1135–1156.

Когарко Л.Н., Зартман Р.Э. Новые данные о возрасте Гулинской интрузии и проблема связи щелочного магматизма Маймеча-Котуйской провинции с Сибирским суперплюмом (данные по изотопии U-Th-Pb системы) // Геохимия. 2011. № 5. С. 462–472.

Крупчатников В.И., Врублевский В.В., Крук Н.Н. Раннемезозойские лампроиты и монцонитоиды юго-востока Горного Алтая: геохимия, Sr-Nd изотопный состав, источники расплавов // Геология и геофизика. 2015. Т. 56. № 6. С. 1057–1079.

Кунгурцев Л.В., Берзин Н.А., Казанский А.Ю., Метелкин Д.В. Тектоническая эволюция структуры юго-западного обрамления Сибирской платформы в венде– кембрии по палеомагнитным данным // Геология и геофизика. 2001. Т. 42. № 7. С. 1042–1051.

Лавренчук А.В., Скляров Е.В., Изох А.Э. и др. Особенности состава габброидов Крестовской зоны (Западное Прибайкалье) как отражение взаимодействия надсубдукционной литосферной мантии с мантийным плюмом // Геология и геофизика. 2017. Т. 58. № 10. С. 1439–1458.

Никифоров А.В., Ярмолюк В.В. Раннепалеозойский возраст формирования и геодинамическое положение Ботогольского и Хушагольского массивов щелочных пород Центрально-Азиатского складчатого пояса // Докл. АН. 2007. Т. 412. № 1. С. 81–86.

Никифоров А.В., Ярмолюк В.В., Коваленко В.И. и др. Позднемезозойские карбонатиты Западного Забайкалья: изотопно-геохимические характеристики и источники // Петрология. 2002. Т. 10. № 2. С. 168–188.

Никифоров А.В., Болонин А.В., Покровский Б.Г. и др. Геохимия изотопов (О, С, S, Sr) и Rb-Sr возраст карбонатитов Центральной Тувы // Геология рудн. месторождений. 2006. Т. 48. № 4. С. 296–319.

Никифоров А.В., Сальникова Е.Б., Ярмолюк В.В. и др. Раннепермский возраст нефелиновых сиенитов Коргоредабинского массива (Сангиленское нагорье, Тува) // Докл. АН. 2019. Т. 485. № 2. С. 194–197.

Осипов П.В., Макаренко Н.А., Корчагин С.А. и др. Новый щелочно-габброидный рудоносный массив в Кузнецком Алатау // Геология и геофизика. 1989. № 11. С. 79–82.

Покровский Б.Г. Коровая контаминация мантийных магм по данным изотопной геохимии (Тр. ГИН РАН, Вып. 535). М.: Наука, 2000. 228 с.

Покровский Б.Г., Андреева Е.Д., Врублевский В.В., Гринев О.М. Природа контаминации щелочно-габброидных интрузий южного обрамления Сибирской платформы по данным изотопии стронция и кислорода // Петрология. 1998. Т. 6. № 3. С. 259–273.

Саватенков В.М., Козловский А.М., Ярмолюк В.В. и др. Рb и Nd изотопная систематика гранитоидов Озерной зоны, Монгольского и Гобийского Алтая как отражение процессов корообразования в Центрально-Азиатском орогенном поясе // Петрология. 2020. Т. 28. № 5. С. 451–467.

Сальникова Е.Б., Стифеева М.В., Никифоров А.В. и др. Гранаты ряда андрадит-моримотоит — потенциальные минералы-геохронометры для U-Pb датирования ультраосновных щелочных пород // Докл. АН. 2018. Т. 480. № 5. С. 583–586.

Скляров Е.В., Федоровский В.С., Котов А.Б. и др. Карбонатиты в коллизионных обстановках и квазикарбонатиты раннепалеозойской Ольхонской коллизионной системы // Геология и геофизика. 2009. Т. 50. № 12. С. 1409–1427.

Уваров А.Н., Уварова Н.М. Петротип горячегорского щелочно-габброидного комплекса (Кузнецкий Алатау). Новосибирск: СНИИГГиМС, 2008. 194 с.

Чернышев И.В., Чугаев А.В., Шатагин К.Н. Высокоточный изотопный анализ Рb методом многоколлекторной ICP-масс-спектрометрии с нормированием по ²⁰⁵Tl/²⁰³Tl: оптимизация и калибровка метода для изучения вариаций изотопного состава Pb // Геохимия. 2007. № 11. С. 1155–1168.

Шацкий В.С. Условия минералообразования в Кийском габбро-сиенитовом комплексе (Кузнецкий Алатау): Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Новосибирск: ИГиГ АН СССР, 1975. 30 с.

Шокальский С.П., Бабин Г.А., Владимиров А.Г., Борисов С.М. Корреляция магматических и метаморфических комплексов западной части Алтае-Саянской складчатой области // Под ред. А.Ф. Морозова. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2000. 187 с.

Ярмолюк В.В., Коваленко В.И. Глубинная геодинамика, мантийные плюмы и их роль в формировании Центрально-Азиатского складчатого пояса // Петрология. 2003. Т. 11. № 6. С. 556–586.

Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Ковач В.П. и др. Геодинамика формирования каледонид Центрально-Азиатского складчатого пояса // Докл. АН. 2003. Т. 389. № 3. С. 354–359.

Ярмолюк В.В., Кузьмин М.И., Воронцов А.А. Конвергентные границы западно-тихоокеанского типа и их роль в формировании Центрально-Азиатского склад-

чатого пояса // Геология и геофизика. 2013. Т. 54. № 12. С. 1831—1850.

Яшина Р.М. Щелочной магматизм складчато-глыбовых областей (на примере южного обрамления Сибирской платформы). М.: Наука, 1982. 274 с.

Annen C., Sparks R.S.J. Effects of repetitive emplacement of basaltic intrusions on thermal evolution and melt generation in the crust // Earth and Planetary Science Letters. 2002. V. 203. P. 937–955.

Baatar M., Ochir G., Kynicky J. et al. Some notes on the Lugiin Gol, Mushgai Khudag and Bayan Khoshuu alkaline complexes, Southern Mongolia // International Journal of Geosciences. 2013. V. 4. P. 1200–1214.

Bell K., Tilton G.R. Nd, Pb and Sr isotopic compositions of East African carbonatites: evidence for mantle mixing and plume inhomogeneity // J. Petrology. 2001. V. 42. P. 1927–1945.

Bell K., Zaitsev A.N., Spratt J. et al. Elemental, lead and sulfur isotopic compositions of galena from Kola carbonatites, Russia – implications for melt and mantle evolution // Mineralogical Magazine. 2015. V. 79. P. 219–241.

Bi J.H., Ge W.C., Yang H. et al. Geochronology, geochemistry and zircon Hf isotopes of the Dongfanghong gabbroic complex at the eastern margin of the Jiamusi Massif, NE China: Petrogensis and tectonic implications // Lithos. 2015. V. 234/235. P. 27–46.

Bowman J.R. Stable-isotope systematics in skarns // Ed. D.R. Lentz. Mineralized Intrusion-Related Skarn Systems. Mineralogical Association of Canada Short Course. 1998. V. 26. P. 1–49.

Boyce J.A., Nicholls I.A., Keays R.R., Hayman P.C. Variation in parental magmas of Mt Rouse, a complex polymagmatic monogenetic volcano in the basaltic intraplate Newer Volcanics Province, southeast Australia // Contributions to Mineralogy and Petrology. 2015. V. 169. 21 p.

Buslov M.M., Saphonova I.Y., Watanabe T. et al. Evolution of the Paleo-Asian Ocean (Altai–Sayan Region, Central Asia) and collision of possible Gondwana-derived terranes with the Southern marginal part of the Siberian continent // Geoscience J. 2001. V. 5. P. 203–224.

Condie K.C. High field strength element ratios in Archean basalts: a window to evolving sources of mantle plumes? // Lithos. 2005. V. 79. P. 491–504.

Conway C.H., Taylor H.P. ¹⁸O/¹⁶O and ¹³C/¹²C ratios of coexisting minerals in the Oka and Magnet Cove carbonatite bodies // J. Geology. 1969. V. 77. P. 618–626.

Deines P. Stable isotope variations in carbonatites // Ed. Bell K. Carbonatites: genesis and evolution. London: Unwin Hyman, 1989. P. 301–359.

De la Roche H., Leterrier J., Grandclaude P., Marchal M. A classification of volcanic and plutonic rocks using R1–R2 diagram and major element analyses – Its relationships with current nomenclature // Chemical Geology. 1980. V. 29. P. 183–210.

Demény A., Ahijado A., Casillas R., Vennemann T.W. Crustal contamination and fluid/rock interaction in the carbonatites of Fuerteventura (Canary Islands, Spain): a C, O, H isotope study // Lithos. 1998. V. 44. P. 101–115.

Dobretsov N.L., Buslov M.M., Vernikovsky V.A. Neoproterozoic to Early Ordovician evolution of the Paleo-Asian Ocean: implications to the break-up of Rodinia // Gondwana Research. 2003. V. 6. P. 143–159.

Donnelly K.E., Goldstein S.L., Langmuir C.H., Spiegelman M. Origin of enriched ocean ridge basalts and implications for mantle dynamics // Earth and Planetary Science Letters. 2004. V. 226. P. 347–366.

Doroshkevich A.G., Ripp G.S., Izbrodin I.A., Savatenkov V.M. Alkaline magmatism of the Vitim province, West Transbaikalia, Russia: Age, mineralogical, geochemical and isotope (O, C, D, Sr and Nd) data // Lithos. 2012. V. 152. P. 157– 172.

Downes H., Balaganskaya E., Beard A. et al. Petrogenetic processes in the ultramafic, alkaline and carbonatitic magmatism in the Kola Alkaline Province: A review // Lithos. 2005. V. 85. P. 48–75.

Eby G.N. The A-type granitoids: a review of their occurrence and chemical characteristics and speculation on their petrogenesis // Lithos. 1990. V. 26. P. 115–134.

Ernst R.E. Large igneous provinces. Cambridge: Cambridge University Press, 2014. 630 p.

Faure G. Principles of Isotope Geology. N.Y.: John Wiley & Sons, 1986. 608 p.

Foley S., Tiepolo M., Vannucci R. Growth of early continental crust controlled by melting of amphibolite in subduction zones // Nature. 2002. V. 417. P. 837–840.

Ghatak A., Basu A.R. Isotopic and trace element geochemistry of alkalic-mafic-ultramafic-carbonatitic complexes and flood basalts in NE India: Origin in a heterogeneous Kerguelen plume // Geochimica et Cosmochimica Acta. 2013. V. 115. P. 46–72.

Gorton M.P., Schandl E.S. From continents to island arcs: a geochemical index of tectonic setting for arc-related and within-plate felsic to intermediate volcanic rocks // The Canadian Mineralogist. 2000. V. 38. P. 1065–1073.

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.

Hofmann A.W., Jochum K.P., Seufert H.M., White W.M. Nb and Pb in oceanic basalts: new constraints on mantle evolution // Earth and Planetary Science Letters. 1986. V. 79. P. 33–45.

Jia L., Mao J., Liu P., Yu M. Crust–mantle interaction during subduction zone processes: Insight from late Mesozoic I-type granites in eastern Guangdong, SE China // J. Asian Earth Sciences. 2020. V. 192, 104284.

Jung C., Jung S., Hoffer E., Berndt J. Petrogenesis of Tertiary mafic alkaline magmas in the Hocheifel, Germany // J. Petrology. 2006. V. 47. P. 1637–1671.

Kelemen P.B., Hanghøj K., Greene A.R. One view of the geochemistry of subduction-related magmatic arcs, with an emphasis on primitive andesite and lower crust // Eds. Y.D. Holland, K.K. Turekian. Treatise on Geochemistry. Elsevier Ltd., 2003. V. 3. P. 593–659.

Keller J., Hoefs J. Stable isotope characteristics of recent natrocarbonatite from Oldoinyo Lengai // Eds. K. Bell, J. Keller. Carbonatite Volcanism: Oldoinyo Lengai and the

Petrogenesis of Natrocarbonatites. IAVCEI Proceedings Volcanology. 1995. V. 4. P. 113–123.

Kimura J-I., Sakuyama T., Miyazaki T. et al. Plume-stagnant slab-lithosphere interactions: origin of the late Cenozoic intra-plate basalts on the East Eurasia margin // Lithos. 2018. V. 300–301. P. 227–249.

Kuzmin M.I., Yarmolyuk V.V., Kravchinsky V.A. Phanerozoic hot spot traces and paleogeographic reconstructions of the Siberian continent based on interaction with the African large low shear velocity province // Earth Science Reviews. 2010. V. 102. P. 29–59.

Lee M.J., Lee J.I., Hur S.D. et al. Sr-Nd-Pb isotopic composition of the Kovdor phoscorite–carbonatite complex, Kola Peninsula, NW Russia // Lithos. 2006. V. 91. P. 250– 261.

Martynov Y.A., Khanchuk A.I., Grebennikov A.V. et al. Late Mesozoic and Cenozoic volcanism of the East Sikhote-Alin area (Russian Far East): A new synthesis of geological and petrological data // Gondwana Research. 2017. V. 47. P. 358–371.

Middlemost E.A.K. Naming materials in the magma igneous rock system // Earth Science Reviews. 1994. V. 37. P. 215–244.

Morikiyo T., Miyazaki T., Kagami H. et al. Sr, Nd, C and O isotope characteristics of Siberian carbonatites // Ed. N.V. Vladykin. Alkaline magmatism and the problems of mantle sources. Irkutsk: Proceeding of International Workshop, 2001. P. 69–84.

Mustafayev A.A., Gertner I.F., Serov P.A. Features of geology and composition of rocks from the alkaline-gabbroic University massif (NE Kuznetsky Alatau ridge, Siberia) // IOP Conference Series: Earth and Environmental Science. 2017. V. 110. 012016.

Petford N., Gallagher K. Partial melting of mafic (amphibolitic) lower crust by periodic influx of basaltic magma // Earth and Planetary Science Letters. 2001. V. 193. P. 483– 499.

Ray J.S., Ramesh R. Rayleigh fractionation of stable isotopes from a multicomponent source // Geochimica et Cosmochimica Acta. 2000. V. 64. P. 299–306.

Rudnick R.L., Gao S. Composition of the continental crust // Eds. Y.D. Holland, K.K. Turekian. Treatise on Geochemistry. Amsterdam: Elsevier, 2003. V. 3. P. 1–64.

Saccani E. A new method of discriminating different types of post-Archean ophiolitic basalts and their tectonic significance using Th–Nb and Ce–Dy–Yb systematics // Geoscience Frontiers. 2015. V. 6. P. 481–501.

Salters V., Stracke A. Composition of the depleted mantle // Geochemistry Geophysics Geosystems. 2004. V. 5. C00597.

Şengör A.C., Natal'in B.A., Burtman V.S. Evolution of the Altaid tectonic collage and Palaeozoic crustal growth in Eurasia // Nature. 1993. V. 364. P. 299–306.

Smith M.P., Campbell L.S., Kynicky J. A review of the genesis of the world class Bayan Obo Fe–REE–Nb deposits, Inner Mongolia, China: Multistage processes and outstanding questions // Ore Geology Reviews. 2015. V. 64. P. 459–476.

Stacey J.C., Kramers J.D. Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model // Earth and Planetary Science Letters. 1975. V. 26. P. 207–221.

Stracke A., Hofmann A.W., Hart S.R. FOZO, HIMU, and the rest of the mantle zoo // Geochemistry Geophysics Geosystems. 2005. V. 6. P. Q05007.

Sun P., Dan W., Wang Q. et al. Zircon U-Pb geochronology and Sr-Nd-Hf-O isotope geochemistry of Late Jurassic granodiorites in the southern Qiangtang block, Tibet: Remelting of ancient mafic lower crust in an arc setting? // J. Asian Earth Sciences. 2020. V. 192. P. 104235.

Sun S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // Eds. A.D. Saunders, M.J. Norry. Magmatism in the ocean basins. Geological Society Special Publication. 1989. V. 42. P. 313–345.

Thièblemont D., Chèvremont P., Castaing C. et al. The geotectonic discrimination of basic magmatic rocks from trace elements. Re-appraisal from a data base and application to the Pan-African belt of Togo // Geodinamica Acta. 1994. V. 7. P. 139–157.

Tomlinson K.Y.R., Condie K.C. Archean mantle plumes: evidence from greenstone belt geochemistry // Geological Society of America. Special Papers. 2001. V. 352. P. 341–358.

Thybo H., Artemieva I.M. Moho and magmatic underplating in continental lithosphere // Tectonophysics. 2013. V. 609. P. 605–619.

Vrublevskii V.V., Morova A.A., Bukharova O.V., Konovalenko S.I. Mineralogy and geochemistry of Triassic carbonatites in the Matcha alkaline intrusive complex (Turkestan-Alai Ridge, Kyrgyz Southern Tien Shan), SW Central Asian Orogenic Belt // J. Asian Earth Sciences. 2018. V. 153. P. 252–281.

Vrublevskii V.V., Gertner I.F., Ernst R.E. et al. The Overmaraat-Gol Alkaline Pluton in Northern Mongolia: U-Pb Age and Preliminary Implications for Magma Sources and Tectonic Setting // Minerals. 2019. V. 9. 170.

Vrublevskii V.V., Nikiforov A.V., Sugorakova A.M., Kozulina T.V. Petrogenesis and tectonic setting of the Cambrian Kharly alkaline–carbonatite complex (Sangilen Plateau, Southern Siberia): Implications for the Early Paleozoic evolution of magmatism in the western Central Asian Orogenic Belt // J. Asian Earth Sciences. 2020a. V. 188. 104163.

Vrublevskii V.V., Gertner I.F., Gutiérrez-Alonso G. et al. Multiple intrusion stages and mantle sources of the Palaeozoic Kuznetsk-Alatau alkaline province, Southern Siberia: geochemistry and Permian U-Pb, Sm-Nd ages in the Goryachegorsk ijolite-foyaite intrusion // International Geology Review. 2020b.

doi.org/10.1080/00206814.2020.1830312

Weis D., Kieffer B., Maerschalk C. et al. High-precision isotopic characterization of USGS reference materials by TIMS and MC-ICP-MS // Geochemistry Geophysics Geosystems. 2006. V. 7. Q08006.

Wilhem C., Windley B.F., Stampfli G.M. The Altaids of Central Asia: A tectonic and evolutionary innovative review // Earth-Science Reviews. 2012. V. 113. P. 303–341.

Yarmolyuk V.V., Kuzmin M.I., Ernst R.E. Intraplate geodynamics and magmatism in the evolution of the Central Asian Orogenic Belt // J. Asian Earth Sciences. 2014. V. 93 P. 158–179.

Zhang Y., Liu J., Guo Z. Permian basaltic rocks in the Tarim basin, NW China: implications for plume–lithosphere interaction // Gondwana Research. 2010. V. 18. P. 596–610.

Zartman R.E., Haines S.M. The plumbotectonic model for Pb isotopic systematics among major terrestrial reservoirs – A case for bi-directional transport // Geochimica et Cosmochimica Acta. 1988. V. 52. P. 1327–1339.

Zindler A., Hart S.R. Chemical geodynamics // Annual Review of Earth and Planetary Sciences. 1986. V. 14. P. 493–571.

Paleozoic Alkaline-Mafic Intrusions of the Kuznetsk Alatau, Their Sources and Conditions for Magma Generation

V. V. Vrublevskii¹ and I. F. Gertner¹

¹Tomsk State University, Tomsk, Russia

In the northern part of the alkaline igneous province of Kuznetsk Alatau, an area of differentiated intrusions of the Cambrian, Devonian and Permian ages, composed of subalkaline and alkaline gabbros, foidolites, nepheline and alkaline syenites, rarely carbonatites, was formed. Primary melts are moderately fractionated ((La/Yb)_N up to 7–12) and could form in the mantle at 1–10% of partial melting of spinel lherzolite. Distribution of LILE and HFSE in mafic rocks (Rb 6–58, Ba 111–2499, Sr 175–1555, REE 28–208, Zr 40–315, Nb 1.5–52, Th 0.3–12, U 0.2–7.4, ppm) indicates a probable mantle magma generation with the involvement of oceanic and marginal-continental lithosphere materials, similar to OIB and IAB. The source of the juvenile melt was heterogeneous and consisted of a mixture of depleted (PREMA and E-MORB) and enriched (EM-type) mantle components with an intermediate isotopic ratio $\varepsilon_{Nd}(T) \sim 3-9$. Apparent heterogeneity is reflected in the primary isotopic composition of Pb in rocks and minerals: ²⁰⁸Pb/²⁰⁴Pb = 37.49–38.12, ²⁰⁷Pb/²⁰⁴Pb = 15.53–15.71, ²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb = 17.92–20.65. The subsequent contamination of the melts with the material of the upper crust led to a simultaneous increase in the isotopic ratios (⁸⁷Sr/⁸⁶Sr)_T ~ 0.7042–0.7074; $\delta^{18}O_{V-SMOW} \sim 6.3-15.5\%$, as well as to an enrichment of rocks in ²⁰⁷Pb. Based on geochemical features, it is assumed that the mantle plume (OIB-type hot spot) affects accretion-collision complexes of the former active margin of the continent. In such a geodynamic setting, heterogeneous magmatic sources should be expected, even within a small igneous province.

Keywords: Alkaline magmatism, geochemistry, petrogenesis, mantle plume, continental margin, Kuznetsk Alatau, Central Asian fold belt

УДК 552.321.1

АМАЗОНИТОВЫЕ Li-F ГРАНИТЫ REE-Nb-Zr-Th-U СПЕЦИАЛИЗАЦИИ: ГЕОХИМИЯ, МИНЕРАЛОГИЯ, ИЗОТОПНАЯ ГЕОХРОНОЛОГИЯ ТУРГИНСКОГО МАССИВА В ВОСТОЧНОМ ЗАБАЙКАЛЬЕ

© 2021 г. Л. Ф. Сырицо^{*a*}, А. А. Иванова^{*a*, *b*, **, Е. В. Баданина^{*a*}, *, Е. В. Волкова^{*a*}}

^аСанкт-Петербургский государственный университет, Институт наук о Земле, Санкт-Петербург, Россия ^bИнститут геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург, Россия

*e-mail: e.badanina@spbu.ru **e-mail: anna_al_ivanova@mail.ru Поступила в редакцию 24.10.2019 г. После доработки 09.01.2020 г. Принята к публикации 06.02.2020 г.

Определены закономерности распределения редких и рассеянных элементов, а также изотопного состава Sr и Nd в лейкогранитах Тургинского массива (Восточное Забайкалье). Лейкограниты представлены тремя разновидностями пород – порфировидными биотитовыми гранитами, равномернозернистыми гранитами с Li-сидерофиллитом, занимающими основной объем, и амазонитовыми гранитами малых штоков и даек. Эти породы образуют единую Rb-Sr изохрону с возрастом 134 ± 1 млн лет при IR_(Sr) = 0.71768 ± 22 и СКВО = 1.2, что свидетельствует о близком временном интервале их формирования. Порфировидные биотитовые граниты, рассматриваемые в качестве материнских для лейкогранитов, являются более низкотемпературными (710–740°С) в сравнении с последующими гранитами с Li-сидерофиллитом (810-850°C). Кроме того, граниты с Li-сидерофиллитом отличаются повышенным содержанием железа, что особенно проявляется в высокожелезистом составе слюд. Лейкограниты обогащены высокозарядными элементами ($Zr - 270 \pm 59$ г/т, REE – 337 ± 93 г/т, Th -72 ± 31 г/т, U -16 ± 6 г/т), не характерными для амазонитовых гранитов изучаемого региона. В сочетании с предельно низкой концентрацией Sr и малыми содержаниями Ti и P указанные особенности состава являются характерными признаками гранитов А-типа. Уникальной особенностью редкометальных гранитов Тургинского массива является их состав: при петрохимическом сходстве с амазонитовыми гранитами рудоносных массивов эти породы характеризуются акцессорной минерализацией, типичной для агпаитовых пород. В числе таких минералов установлены фториды и фторкарбонаты LREE (флюоцерит, бастнезит, паризит), минералы группы пирохлора и самарскита, минералы изоструктурной группы REE-Y-Zr-Th-U-силикат-фосфатов. Результаты выполненного исследования дают основания для отнесения редкометальных гранитов Тургинского массива к особому промежуточному геохимическому полтипу — плюмазитовым амазонитсодержащим колумбитоносным гранитам повышенной щелочности с агпаитовой REE-Nb-Zr-Th-U минерализацией.

Ключевые слова: плюмазитовые Li-F амазонитовые граниты, LREE-Nb-Zr-Th специализация, флюоцерит и бастнезит, группа торит-ксенотим-циркон-коффинит, пирохлор и самарскит, геохимия, петрогенезис, Восточное Забайкалье

DOI: 10.31857/S0869590321010064

введение

В Восточном Забайкалье известны четыре массива с амазонитовыми гранитами: Орловский, Этыкинский, Ачиканский и Тургинский, к двум из которых — Орловскому и Этыкинскому — приурочены промышленные месторождения тантала и лития, Ачиканский массив потенциально рудоносен. Амазонитовые граниты Тургинского массива слабо концентрируют указанные элементы, к тому же демонстрируют ряд геохимических и минералогических особенностей, не характерных для рудоносных амазонитовых гранитов региона. Это обстоятельство вызывает повышенный интерес к его изучению, особенно в сопоставлении с рудоносными массивами. Кроме того, Тургинский массив представляет собой редкий случай совмещения амазонитовых гранитов кукульбейского комплекса с породами предшествующих этапов развития габбро-гранитных серий — монцонитоидами шахтаминского комплекса (Сырицо, 2002). В отличие от рудоносных массивов он изучен слабо. Первое его описание было дано Ю.П. Трошиным

(Трошин, 1978; Трошин и др., 1983), который представил схему строения Тургинского массива и охарактеризовал его главные геохимические особенности, связав их с проблемами петрологии специфических высоко-К известково-щелочных пород, завершающихся образованием редкометальных плюмазитовых гранитов. В этих работах впервые в отечественной литературе обосновывается концепция формирования Li-F гранитов как дифференциатов андезито-базальтового расплава высоко-К известково-щелочной серии. Именно Тургинский массив послужил модельным объектом для изучения характера распределения летучих компонентов в системе базальтоиды-Li-F граниты (Трошин, 1978) и для формирования представлений о выносе фтора и других летучих из базальтоидного очага.

Настоящая статья представляет собой результаты изучения минералого-геохимических особенностей Тургинского массива, оценки возрастных соотношений слагающих его пород, изучения особенностей распределения петрогенных и рассеянных элементов в рядах дифференциатов пород и сопоставления этих данных с рудоносными амазонитсодержащими массивами региона.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ И СТРОЕНИЕ ТУРГИНСКОГО МАССИВА

Тургинский массив расположен в 350 км к юго-востоку от г. Читы, в долине р. Турги, являющейся притоком р. Шилки. Согласно "Объяснительной записке к Государственной геологической карте, лист М-50-IX (Калангуй)" (2001), Тургинский массив приурочен к Тургинско-Калангуйской рудной зоне с редкометально-золото-флюоритовой специализацией. Из промышленно значимых объектов на этой территории известны крупное Калангуйское месторождение флюорита, разрабатываемое с 1925 г. до конца 1980-х годов, а также Этыкинский рудный узел с Та- и Li-рудами. Последний приурочен к Этыкинскому массиву амазонитовых гранитов, в ареале которого располагается кварцево-жильное W-Sn месторождение Старая Этыка.

Тургинский массив сложен двумя разновозрастными интрузивными комплексами. Согласно указанной выше объяснительной записке, эти комплексы предлагается выделять в виде Турга-Кулиндинского массива лейкогранитов кукульбейского комплекса и собственно Тургинского массива монцонитоидов шахтаминского комплекса. В настоящей статье мы сохраняем исторически сложившийся термин "Тургинский массив" применительно к выходу обоих интрузивных комплексов.

Согласно тектоническому районированию Забайкалья (Гордиенко и др., 2019), Тургинский

ПЕТРОЛОГИЯ том 29 № 1 2021

массив расположен в пределах Аргунского террейна (Северное Приаргунье), являющегося частью Амурского микроконтинента. Мезозойский этап становления территории обусловлен закрытием Монголо-Охотского океанического бассейна. В Восточном Забайкалье пик развития орогенеза связывается с серединой юры. В этот период развивается магматизм "... часто оторванный в пространстве и времени от магматизма границ плит и получивший особые названия (внегеосинклинальный, активизационный и т.п.)" (Коваленко и др., 2002).

Гранитоиды кукульбейского комплекса (рис. 1) являются типичным для редкометальных провинций фанерозоя примером рудообразующих лейкогранитовых комплексов. Этот комплекс аналогичен вознесенскому комплексу в Приморье, рудогорскому в Рудных Горах Чехии, яньшаньскому в Юго-Восточном Китае и т.д. Геохимические данные дают основания относить эти комплексы к этапу посторогенного развития с сохранением черт, присущих коллизионному режиму. Изотопно-геохимические исследования в лейкогранитах Восточного Забайкалья показали наличие мантийной составляющей, проявляющейся в пониженном значении первичного изотопного состава Sr и, напротив, повышенном (близком к нулевому) значении є_{Nd} (Пушкарев и др., 1997; Абушкевич, Сырицо, 2007; Абушкевич, Сырицо, 2010). Это обстоятельство может быть следствием воздействия плюмовых процессов, получивших развитие в этот период на территории Центральной Азии. Согласно геодинамическим реконструкциям (Коваленко и др., 2002; Ярмолюк, Коваленко, 2003), магматизм в пределах Центрально-Азиатского складчатого пояса (ЦАСП) контролировался рядом горячих точек, или мантийных плюмов. Источником этих плюмов в мезозое служила обогащенная мантия типа EM-II. В этот период в пределах Монголо-Забайкальской части ЦАСП сформировались несколько изолированных рифтовых областей, в строении которых выделяются и небольшие массивы литий-фтористых гранитов. К периферии Восточно-Монгольской внутриплитной магматической области приурочен объект настоящего исследования.

Интрузии кукульбейского комплекса тяготеют к области распространения мощных терригенных толщ юры и к зонам крупных межблоковых разломов северо-восточного и северо-западного простирания. Из (Объяснительная ..., 2001): "... редкометальные рудные поля контролируются скрытой линейной структурой близширотного простирания (системой сколов фундамента?) и ее пересечениями с разломами северо-восточной ориентировки". Тургинский массив приурочен к ядру брахиантиклинальной складки, образованной нижнеюрскими отложениями ононской и ононско-борзинской серии, представленной аргиллитами, алевролита-



Рис. 1. Схематическая геологическая карта кукульбейского рудного района по Г.П. Зарайскому и др. (2009) с дополнениями и изменениями. На врезке – схема географического расположения изучаемых массивов. 1 – ундинский гранит-гранодиоритовый комплекс (P_1); 2 – шахтаминский монцодиорит-гранодиорит-гранитовый комплекс (J_{2-3}); 3 – шадоронский субвулканический андезидацитовый комплекс (J_{2-3}); 4 – олдондинский граносиенит-гранитовый комплекс (J_3); 5 – 6 – кукульбейский гранит-лейкогранитовый комплекс (J_3); 5 – граниты и лейкограниты (пунктиром обозначена вне масштаба выделяемая авторами ранняя фаза), 6 – литий-фтористые граниты; 7 – Агинско-Боршевочная аккреционная структурная зона: амфиболиты и гнейсы (PR_1), вулканогенно-осадочные породы (PZ_{2-3}), 8 – Газимуро-Аргунская структурно-формационная зона: терригенные отложения ононской и ононско-борзинской серий (J_{1-2}): аргиллиты, алевролиты, песчаники, конгломераты; 9 – Восточно-Агинский структурный шов. Цифры на карте: 1 – Шундуинский массив ундинского комплекса; 2 – Олдондинский массив олдондинского комплекса; 3-12 – шахтаминский комплекс, 9 – Кыринский, 7 – Куурнзулайский, 7 – Ноцуйский, 8 – Бырохчанский, 9 – Амныкенский, 10 – Антийский, 11 – Северо-Соктуйский; 12-14 – кукульбейский комплекс, массивы и штоки литий-фтористых гранитов: 15 – Тургинская группа штоков, 16 – Этыкинский массив, 17 – Ачиканский массив.

ми, песчаниками, конгломератами. С северо-запада интрузив ограничивается взбросо-надвигом. Вдоль этого разлома он контактирует с нижнеюрскими осадочными породами, палеозойскими известняками и доломитами и гранитоидами ундинского гранит-гранодиоритового комплекса (Трошин и др., 1983). Гранитоиды кукульбейского комплекса прорывают массив монцонитоидов шахтаминского комплекса в северо-западной его части. По границе контакта пород этих комплексов прослеживаются выходы наиболее поздних пород кукульбейского комплекса — амазонитовых гранитов, образующих малые штоки и дайковые тела (рис. 2).

Главную часть массива монцонитоидов шахтаминского комплекса слагают мелко- и среднезернистые гранодиориты, граносиениты, местами порфировидные с вкрапленниками КПШ до 3-5 см. Порода состоит из плагиоклаза № 25-27 (35%), КПШ (25%), кварца (20%), примерно равных количеств (10%) роговой обманки и железистого биотита (истонит-сидерофиллитового ряда). Акцессорные минералы представлены гранатом, цирконом, флюоритом, магнетитом, ильменитом. В заметных количествах присутствует сфен. В эндоконтактовых частях массива получили развитие более меланократовые породы, соответствующие биотит-роговообманковым диоритам и монцодиоритам. Эти породы характеризуются мелкозернистой структурой, массивной текстурой, состоят из плагиоклаза (35%), КПШ (20%), кварца (15%), роговой обманки (5%), биотита (15%). Состав акцессорных минералов сходен с составом акцессориев в гранодиоритах, отмечается большее количество флюорита.

Лейкограниты кукульбейского комплекса представлены тремя разновидностями пород, различающихся геологическим положением, внешним обликом, составом и содержаниями рассеянных и редких элементов. С определенной долей условности эти породы можно рассматривать в качестве фаз внедрения. Как наиболее ранние нами выделены сохранившиеся в виде останцов редкие и малые по площади выходы порфировидных биотитовых гранитов, приуроченные к северной части массива. Вторая, так называемая главная фаза ("протолитионитовые граниты"), представленная средне-равномернозернистыми гранитами с Li-сидерофиллитом, слагает основную часть массива. Амазонитовые граниты образуют отдельные штоки и рои даек. В апикальной части массива отмечаются многочисленные останцы более древних пород, в том числе вмещающих метаосадочных пород, монцонитоидов шахтаминского комплекса и палеозойских гранитоидов, вероятно, ундинского комплекса.

Породы ранней фазы представлены лейкократовыми порфировидными биотитовыми гранитами гипидиоморфнозернистой структуры с размером вкрапленников КПШ до 2-3 см. КПШ не сдвойникован, решетка редка, характерны пертиты распада. Порода состоит из примерно равных количеств калиевого полевого шпата, плагиоклаза (№ 23-26, в меньшей мере № 10-12) и кварца с небольшим содержанием (до 3%) хорошо оформленного пластинчатого биотита аннит-сидерофиллитового ряда с насыщенной бурой окраской. Парагенезис акцессорных минералов ранней фазы типичен для кукульбейских гранитов ильменит-магнетит-монацитового типа. для которого характерны циркон, монацит, ксенотим, ильменорутил, гранат, апатит, флюорит, оксиды железа. Зерна циркона длиной 50-350 мкм имеют гиацинтовый облик, CL-исследования фиксируют преимущественно тонкую осцилляторную зональность роста. В составе циркона содержание гафния увеличивается от 0.5–0.8 мас. % в ядрах и до 1.7-2.2 мас. % во внешних зонах и каймах (Иванова и др., 2018). Преимущественно во внутренних зонах отдельных зерен фиксируется заметное содержание урана (до 1 мас. $\% UO_2$). В целом по внешнему облику, составу пород и слюд, парагенезису акцессорных минералов биотитовые граниты Тургинского массива сходны с так называемыми "материнскими гранитами", участвующими в строении глубоких горизонтов дифференцированных рудоносных массивов региона (Сырицо, 2002). Однако, в отличие от этих массивов, в пределах Тургинского массива биотитовые граниты залегают гипсометрически выше более поздних разновидностей пород, образуя лишь единичные останцы на современной дневной поверхности.

Главная фаза представлена средне-равномернозернистыми гранитами с обильными выделениями темноокрашенной (до черной) слюды, нередко образующей плохо оформленные деформированные пачки изогнутых пластинок, наполненных включениями рудных минералов. Порода состоит из КПШ (35%), плагиоклаза № 2–4 (25%), кварца (30%) и Li-содержащего сидерофиллита (до 10%). Кварц гороховидный, преимущественно темный морионоподобный. Калиевый полевой шпат, нередко

Рис. 2. Схема строения Тургинского массива по материалам Березовикова И.П. и Лаврушина В.В., 1983; с дополнениями авторов.

^{1 —} палеозойские отложения; 2 — терригенные отложения онтагинской свиты, J₁; 3 — породы шахтаминского комплекса, J₂₋₃; кукульбейский комплекс, J₃-K₁: 4 — порфировидные биотитовые граниты, 5 — протолитионитовые граниты, 6 — амазонитовые граниты; 7 — четвертичные отложения; 8 — разрывные нарушения; 9 — достоверные геологические границы; 10 — предполагаемые геологические границы; 11 — точки опробования с номерами проб.





Рис. 3. Формы проявления и характер взаимоотношений акцессорных минералов в гранитоидах Тургинского массива. (а) – срастание циркона из протолитионитовых гранитов, (б) – торит в гематитовой оторочке в полевом шпате, (в) – развитие бастнезита по алланиту, (г) – развитие бастнезита по флюоцериту, (д) – Fe-колумбит в ассоциации с касситеритом и минералом группы самарскита. Zrn – циркон, Thr – торит, Hem – гематит, Aln – алланит, Bn – бастнезит, Flc – флюоцерит, Cb – колумбит, Cst – касситерит, Ss – самарскит.

с микроклиновой решеткой, замещается альбитом, что свидетельствует о весьма значительном проявлении процесса альбитизации. В этой разновидности пород происходит резкое увеличение видового и химического разнообразия акцессорной минерализации, наряду с вышеперечисленными минералами биотитовых гранитов здесь появляется обилие минералов LREE, U, Th, Nb, F, в том числе: Fe-колумбит, минералы группы пирохлора и самарскита, фергусонит, циртолит, торит и другие минералы изоструктурной группы REE-Y-Zr-Th-U-силикат-фосфатов, уранинит, флюоцерит, бастнезит, паризит, алланит (Иванова, Сырицо, 2019). Таким образом, типоморфной здесь становится редкоземельная и Zr-Th-U минерализация. Изменение геохимической специализации сказывается и на сквозных минералах. Так, в ильменорутиле из этой разновидности пород увеличивается содержание ниобия до 8.9 мас. %. В породе резко возрастает количество циркона, морфологически его габитус меняется на высокотемпературный. Кристаллы циркона имеют короткостолбчатый облик, до 20-30% всех зерен представлены характерными двойниками и сложными срастаниями (рис. 3а), преимущественное развитие получает циртолит. Состав циркона резко меняется, устанавливается скачкообразный подъем содержаний

 ThO_2 и UO₂ в среднем до 3 и 7 мас. % оксидов соответственно, в отдельных случаях до 15 мас. %, а также образование самостоятельных Th-U фаз в виде микровключений (Иванова и др., 2018). Одной из ярких особенностей рассматриваемой разновидности пород является обилие гематитовых кайм по торийсодержащим минералам (рис. 3б) (гематит диагностирован по данным СЭМ и рамановской спектроскопии). Флюоцерит, как правило, приурочен к слюде или флюориту, часто окружен бастнезитом (рис. 3г). Состав минерала в целом выдержанный (в мас. %): Ce₂O₃ - 31.22-45.63, $La_2O_3 = 9.06-27.44$, $Nd_2O_3 = 8.16-18.58$, $Pr_2O_3 = 2.57-4.79$, F = 22.51-28.26. Фторкарбонаты бастнезит и паризит относятся к наиболее поздней парагенетической ассоциации, развиваются преимущественно по флюоцериту и алланиту (рис. 3в, 3г), наиболее распространен бастнезит-(Ce) с составом (в мас. %): Ce₂O₃ – 31.85–50.5, $Nd_2O_3 - 4.34 - 26.71$, $Pr_2O_3 - 1.91 - 4.93$, $Sm_2O_3 - 0 - 6.37$, Ca - 0 - 4.66, $Y_2O_3 - 0 - 5.8$, Th - 0 - 8.07, F – 4.06–8.99. Взаимоотношения минералов позволяют предположить следующую последовательность их образования: флюорит \rightarrow флюоцерит \rightarrow бастнезит, а также алланит \rightarrow бастнезит.

Завершающая третья фаза представлена среднеи мелко-равномернозернистыми породами лити-

онит-амазонит-альбитового состава с характерным гороховидным кварцем. Эти породы сложены микроклином (30%), альбитом № 0-2 (25%), кварцем (35%), слюдой протолитионит-циннвальдитового состава (5%) при широко варьирующем соотношении породообразующих минералов. Эта разновидность пород характеризуется наибольшим разнообразием и количеством акцессорных минералов, описанных выше для протолитионитовых гранитов, в том числе фторидов и фторкарбонатов LREE, REE-Zr-Th-U-силикат-фосфатов. Особенностью акцессорной минерализации амазонитовых гранитов является присутствие касситерита, сфалерита, стибнита. В примесном составе акцессорных минералов возрастает роль HREE, появляется Y-флюорит и У-силикат (предположительно, иттриалит Y₂Si₂O₇). Кристаллы циркона гиацинтового облика размером 100-200 мкм, внутренняя структура пористая, содержания примесных компонентов (в мас. %): 1-2 ThO₂, 2-7 UO₂, 2-3 HfO₂. Во флюоцерите из амазонитовых гранитов установлено небольшое увеличение концентраций Th, Ca, Si в числе примесей, иногда фиксируется наличие кислорода вплоть до 8 мас. %.

Особенностью петрографического облика тургинских гранитов по сравнению с гранитами рудоносных массивов является отсутствие топаза и типичных для них выделений кварца, содержащих ориентированные вростки альбита (snow-ball кварц). Наиболее распространенным типом слюды является Li-сидерофиллит, в меньшей мере циннвальдит с максимальным содержанием Li₂O до 2.17 мас. %. В составе акцессорных минералов резко преобладают минералы REE-Nb-Zr-Th-U специализации, характерные для агпаитовых редкометальных гранитов (Савельева и др., 2016; Владыкин и др., 2016).

АНАЛИТИЧЕСКИЕ МЕТОДИКИ

Определение содержаний главных элементов выполнено методом силикатного анализа, редких элементов – ICP-MS и РФА (XRF) (ВСЕГЕИ, Санкт-Петербург), определение щелочных элементов – методом фотометрии пламени, измерение содержаний фтора – методом ион-селективных электродов (кафедра геохимии, СПбГУ, Санкт-Петербург).

Мономинеральные фракции были выделены в ИГГД РАН (Санкт-Петербург) электромагнитными методами и в тяжелых жидкостях. Микропримесный состав циркона определен при помощи масс-спектрометрии вторичных ионов (SIMS) (Cameca IMS-4f, ЯФ ФТИАН РАН, г. Ярославль) по стандартной методике. Размер участка зондирования 20 мкм, относительная ошибка измерения 10–15%, порог обнаружения элементов 10 ррb. Состав слюд определялся методом мокрой химии в

лаборатории кафедры геохимии СПбГУ и на электронном микроанализаторе Cameca SX-100 в Геоисследовательском Центре г. Потсдам, Германия. Исследования плоскополированных пластинок пород и шайб с зернами акцессорных минералов, определение их состава проводились в Научном Парке СПбГУ. В ресурсном центре "Геомодель" состав минералов определялся на сканирующем электронном микроскопе Hitachi S-3400N с аналитическими приставками. При электронном зондировании использован полупроводниковый детектор INCA (Oxford Instruments, Англия): напряжение 15-25 кВ, область анализа 3 мкм. Для ряда минералов определялись рамановские спектры на спектрометре Horiba Jobin-Yvon LabRam HR 800. В междисциплинарном ресурсном центре "Нанотехнологии" проводилось изучение циркона методом катодолюминесценции на сканирующем электронном микроскопе Zeiss SUPRA 40VP. Изучение расплавных включений в кварце, их гомогенизация и анализ состава проводились в Германии (Геоисследовательский Центр, г. Потсдам) и в Ярославле (SIMS, ЯФ ФТИАН РАН). Условия эксперимента: температура 750°С, давление 2 кбар, длительность 24 ч (методика по (Баданина и др., 2010)). При построении спектров распределения REE состав пород и циркона нормировался на состав хондрита CI (McDonough, Sun, 1995).

Rb-Sr и Sm-Nd изотопные данные получены в ИГГД РАН. Навески около 100 мг растертых образцов с добавлением смешанных изотопных индикаторов ¹⁴⁹Sm-¹⁵⁰Nd и ⁸⁵Rb-⁸⁴Sr разлагались в тефлоновых бюксах в смеси HCl + HF + HNO₃ при температуре 110°С с проверкой полноты разложения под бинокуляром. Rb и Sr выделены по стандартной методике с использованием ионнообменных смол. Редкоземельные элементы выделены посредством стандартной катионо-обменной хроматографии с помощью смолы Bio-Rad AG1-X8 200-400 меш, а Sm и Nd – с помощью экстракционной хроматографии на колонках LN-Spec (100-150 меш) фирмы Eichrom по методике, близкой к (Richard et al., 1976). Уровень холостого опыта составляет 0.03-0.2 нг для Sm и 0.1-0.5 нг для Nd, 0.2 нг Rb и 1.0 нг для Sr. Изотопные составы Sm, Nd, Rb и Sr измерены на многоколлекторном масс-спектрометре Triton TI в статическом режиме. Измеренные отношения ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd нормализованы к отношению 146 Nd/ 144 Nd = 0.7219 и приведены к 143 Nd/ 144 Nd = 0.512115 в Nd стандарте JNdi-1. Изотопные отношения Sr нормализованы к величине 88 Sr/ 86 Sr = 8.37521. Точность определения концентраций Sm, Nd, Rb и Sr $-\pm 0.5\%$, изотопных отношений 147 Sm/ 144 Nd – $\pm 0.5\%$, 143 Nd/ 144 Nd – $\pm 0.005\%$, ⁸⁷Rb/⁸⁶Sr - $\pm 0.5\%$, ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr - $\pm 0.05\%$ (2 σ). При расчете величин $\epsilon_{Nd}(T)$ и модельных возрастов T_{Nd}(DM) использованы современные значения однородного хондритового резервуара (CHUR) по (Jacobsen, Wasserburg, 1984) (143 Nd/ 144 Nd = 0.512638, 147 Sm/ 144 Nd = 0.1967) и деплетированной мантии (DM) по (Goldstein, Jacobsen, 1988) (143 Nd/ 144 Nd = 0.513151, 147 Sm/ 144 Nd = = 0.21365).

ОСОБЕННОСТИ ХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА ПОРОД ТУРГИНСКОГО МАССИВА

По петрохимическому составу и повышенному содержанию литофильных редких элементов и фтора лейкограниты Тургинского массива отвечают геохимическому типу редкометальных плюмазитовых гранитов, по Л.В. Таусону (1977), (рис. 4). При этом породы выделяемых трех фаз весьма близки по петрохимическому составу (табл. 1). В предполагаемом ряду дифференциатов прослеживается слабо выраженная тенденция уменьшения содержаний (на уровне десятых долей процента) титана, кальция и магния, а также снижение содержания алюминия и повышение доли натрия в амазонитовых гранитах. В этом процессе отмечается также некоторое накопление литофильных редких элементов (Li, Ta, Nb, F), менее значительное по сравнению с рудоносными массивами амазонитовых гранитов. Отличительной особенностью лейкогранитов Тургинского массива является заметное повышение железистости протолитионитовых гранитов по сравнению с биотитовыми гранитами (2.17 ± 1.09 и 1.55 ± 0.27 мас. % FeO_{tot} соответственно).

Сопоставление порфировидных биотитовых гранитов Хангилайского и Тургинского массивов, позволяющее судить об исходном расплаве, показало, что эти породы в обоих массивах характеризуются петрохимическим сходством, но различаются по содержанию редких элементов и фтора. Так, содержания лития и фтора, в меньшей мере Sr, более низкие (в 2–3 раза) в биотитовых гранитах Тургинского массива по сравнению с гранитами Хангилайского интрузива, материнских для лейкогранитов Орловского массива (Баданина и др., 2010). В то же время для них характерны близкие уровни концентрации высокозарядных элементов – Ta, Nb, Zr, Hf, REE. Такое единообразие состава в отношении высокозарядных элементов нарушается при сопоставлении состава расплавов этих пород. Характеристики последних были установлены на основе анализа регомогенизированных стекол расплавных включений в кварце на ионном зонде (ЯФ ФТИАН РАН, Ярославль). Из этих данных (табл. 2) следует, что расплав лейкогранитов Тургинского массива, по сравнению с расплавом лейкогранитов Орловского массива, характеризуется заметно более высокими концентрациями суммарного содержания REE (262 и 27 г/т соответственно), в меньшей мере U, Th, Y, и значительно более низкой концентрацией лития (177 и до 1220 г/т соответственно) и бора (61 и 464 г/т соответственно).

Особенностью дифференциации Тургинского массива является принципиально иной характер распределения петрогенных элементов – Si, Al, суммарного содержания щелочей. Как видно из



Рис. 4. Соотношение глиноземистости монцонитоидов шахтаминского комплекса и гранитов кукульбейского комплекса Тургинского массива.

1 – монцонитоиды шахтаминского комплекса, 2 – порфировидные биотитовые граниты, 3 – протолитионитовые граниты, 4 – амазонитовые граниты. Сплошные линии разделяют поля агпаитовых, нормальных и плюмазитовых пород, пунктирные – поля гранитов I-, S- и А-типов по (Maeda, 1990), штриховкой показано поле посторогенных гранитов по (Maniar, Piccoli, 1989).

	АмазГр	2 Ty-494 Ty-543	75.90 74.60	0.01 0.02		12.80 12.70	12.80 12.70 - 0.24	12.80 12.70 - 0.24 - 0.93	12.80 12.70 - 0.24 - 0.93 1.01 -	12.80 12.70 - 0.24 - 0.24 1.01 - 0.04 0.06	12.80 12.70 - 0.24 - 0.24 1.01 - 0.04 0.06 0.02 0.05	12.80 12.70 - 0.24 - 0.24 - 0.93 1.01 - 0.04 0.06 0.02 0.05 0.92 0.05	$\begin{array}{c ccccccccccccccccccccccccccccccccccc$	12.80 12.70 - 0.24 - 0.24 - 0.93 1.01 - 0.04 0.06 0.02 0.05 0.92 0.90 4.56 5.99 4.22 4.29	$\begin{array}{c ccccccccccccccccccccccccccccccccccc$	$\begin{array}{cccccccccccccccccccccccccccccccccccc$	$\begin{array}{c ccccccccccccccccccccccccccccccccccc$	$\begin{array}{c ccccccccccccccccccccccccccccccccccc$	$\begin{array}{c ccccccccccccccccccccccccccccccccccc$	$\begin{array}{c ccccccccccccccccccccccccccccccccccc$	$\begin{array}{c ccccccccccccccccccccccccccccccccccc$	$\begin{array}{c ccccccccccccccccccccccccccccccccccc$	$\begin{array}{c ccccccccccccccccccccccccccccccccccc$	$\begin{array}{cccccccccccccccccccccccccccccccccccc$	$\begin{array}{cccccccccccccccccccccccccccccccccccc$	$\begin{array}{c ccccccccccccccccccccccccccccccccccc$	$\begin{array}{cccccccccccccccccccccccccccccccccccc$	$\begin{array}{cccccccccccccccccccccccccccccccccccc$	$\begin{array}{cccccccccccccccccccccccccccccccccccc$	$\begin{array}{cccccccccccccccccccccccccccccccccccc$
		Ty-542	75.82	0.02	13.34		0.32	1.00 1.00	1.00 -	1.00 1.00 - 0.04	0.22 1.00 - 0.04 0.27	052 1.00 - 0.04 0.27 0.17	052 1.00 - 0.04 0.27 0.17 4.61	0.32 1.00 - 0.04 0.27 0.17 4.61 3.78	032 1.00 - 0.04 0.27 0.17 4.61 3.78 0.28	032 1.00 - 0.04 0.27 0.17 4.61 3.78 0.28 0.28	032 1.00 - 0.04 0.17 0.17 4.61 3.78 0.28 0.28 0.28 0.28 0.28	032 - 0.04 0.27 0.17 4.61 3.78 0.28 0.28 0.28 0.28 0.02 0.02 0.02	$\begin{array}{c} 0.05 \\ 1.00 \\ - \\ 0.04 \\ 0.27 \\ 0.17 \\ 4.61 \\ 3.78 \\ 0.17 \\ 4.61 \\ 3.78 \\ 0.17 \\ 0.17 \\ 0.28 \\ 0.28 \\ 0.02 \\ 0.52 \\ 100.13 \\ -0.12 \end{array}$	032 - 0.04 0.27 0.17 4.61 3.78 0.28 0.28 0.28 0.28 0.28 0.27 100.13 -0.12 100.01	032 1.00 - 0.04 0.27 0.17 4.61 3.78 0.28 0.28 0.28 0.28 0.28 0.28 0.28 0.28 0.28 0.28 0.27 1.00 1.	032 - 0.04 0.07 0.17 4.61 3.78 0.27 0.17 4.61 3.78 0.28 0.02 0.02 0.02 0.02 0.02 100.13 -0.12 100.13 -0.12 100.13 -0.12 100.12 100.17 4.65 1.10 1.111 1.1111 1.1111 1.1111 1.1111 1.1111 1.1111 1.1111 1.1111 1.1111 1.1111 1.1111 1.1111 1.1111 1.1111 1.1111 1.1111 1.1111 1.1111 1.11111 1.11111 1.11111 1.11111 1.111111 1.11111111	032 0.04 0.27 0.17 4.61 3.78 0.28 0.28 0.28 0.28 0.28 0.02 0.02 100.13 100.13 100.01 1.11 1.11 4.8	0.052 0.04 0.27 0.17 4.61 3.78 0.28 0.28 0.28 0.28 0.28 0.28 0.28 100.13 100.13 100.01 1.11 1.11 4.65 4.8 1080	032 - 0.04 0.27 0.17 4.61 3.78 0.28 0.28 0.28 0.28 0.28 0.28 0.28 0.28 0.28 0.28 0.28 0.28 0.28 0.17 4.61 3.78 0.17 4.61 3.78 0.02 0.	032 - 0.04 0.07 0.17 4.61 3.78 0.28 0.28 0.28 0.28 0.28 0.28 0.17 4.61 100.13 -0.12 100.13 100.13 -0.12 100.13 4.65 4.8 1.11 1.11 1.11 1.11 1.11 1.10 0.52 0.52 0.02	0.05 - 0.04 0.07 0.17 4.61 3.78 0.28 0.28 0.28 0.28 0.28 0.02 0.02 0.02 0.02 0.02 100.13 100.01 100.13 -0.12 100.13 100.13 100.13 100.13 100.13 100.17 4.61 100.17 100.28 0.17 100.17 100.28 0.17 100.17 100.17 100.17 100.17 100.17 100.17 100.17 100.17 100.17 100.17 100.17 100.17 100.17 100.17 100.28 0.17 100.13 100.01 100.13 100.01 100.13 100.01 100.13 100.01 100.13 100.01 100.00 100.	0.02 - 0.04 0.27 0.17 4.61 3.78 0.28 0.28 0.28 0.28 0.28 0.28 0.28 0.28 0.28 0.28 0.28 0.28 0.02 1.11 1.11 1.11 1.11 1.10 1.11 1.11 1.11 1.11 1.11 1.10 0.52 0.52 0.52 1.11 1.10 0.52 0.5	0.02 - 0.04 0.27 0.17 4.61 3.78 0.28 0.28 0.28 0.28 0.28 0.28 0.28 0.28 0.28 0.28 0.28 0.28 0.28 0.02 1.11 1.1	0.032 0.04 0.07 0.17 0.27 0.17 0.17 0.28 0.28 0.28 0.28 0.02 0.02 0.02 100.13 100.01 1.11 1.11 100.01 100 0 10 10 10 10 10 10 10 10 10 10 1
омплекс		Ty-474	73.14	0.12	13.09	1.91		1.79	1.79 -	1.79 - 0.03	1.79 - 0.03 0.12	1.79 - 0.03 0.12 0.61	1.79 – 0.03 0.12 0.61 3.35	1.79 – 0.03 0.12 0.61 3.35 4.60	1.79 – 0.03 0.12 0.61 3.35 4.60 0.53	1.79 – 0.03 0.12 0.61 3.35 4.60 0.53 0.02	1.79 – 0.03 0.12 0.61 3.35 4.60 0.53 0.02 0.13	1.79 – 0.03 0.12 0.61 3.35 4.60 0.53 0.53 0.13 99.44	1.79 - 0.03 0.12 0.61 3.35 4.60 0.53 0.02 0.13 99.44 -0.23	1.79 - 0.03 0.12 0.61 3.35 4.60 0.53 0.53 0.53 0.13 99.44 99.44 99.21	1.79 - 0.03 0.12 0.61 3.35 4.60 0.53 0.53 0.53 0.53 0.13 99.44 99.44 99.44 1.13 1.13	1.79 - 0.03 0.12 0.61 3.35 4.60 0.53 0.53 0.53 0.13 99.44 99.44 99.21 1.13 1.13	$\begin{array}{c} 1.79 \\ - \\ 0.03 \\ 0.12 \\ 0.61 \\ 3.35 \\ 3.35 \\ 0.61 \\ 3.35 \\ 0.61 \\ 0.53 \\ 0.53 \\ 0.62 \\ 0.13 \\ 0.99.44 \\ 99.44 \\ 99.44 \\ 99.21 \\ 1.13 \\ 1.13 \\ 1.3 \\ 7.0 \end{array}$	$\begin{array}{c} 1.79 \\ - \\ 0.03 \\ 0.12 \\ 0.61 \\ 3.35 \\ 3.35 \\ 4.60 \\ 0.53 \\ 0.53 \\ 0.53 \\ 0.53 \\ 0.61 \\ 3.35 \\ 0.22 \\ 0.13 \\ 0.13 \\ 0.13 \\ 0.13 \\ 0.13 \\ 1.13 $	$\begin{array}{c c} 1.79 \\ - \\ 0.03 \\ 0.12 \\ 0.61 \\ 0.61 \\ 3.35 \\ 4.60 \\ 0.53 \\ 0.53 \\ 0.53 \\ 0.62 \\ 0.53 \\ 0.61 \\ 0.53 \\ 0.13 \\ 0.13 \\ 0.13 \\ 0.13 \\ 1.1$	$\begin{array}{c ccccccccccccccccccccccccccccccccccc$	$\begin{array}{c ccccccccccccccccccccccccccccccccccc$	1.79 - 0.03 0.61 0.61 0.63 0.53 0.53 0.53 0.53 0.53 0.53 0.53 0.53 0.53 0.53 0.53 0.53 0.61 1.13 1.1	1.79 - - 0.03 0.12 0.12 0.12 0.12 0.13 99.44 99.44 99.44 113 133 7.0 459 19 8.0 11 117 117	$\begin{array}{c ccccccccccccccccccccccccccccccccccc$
гинский ма	Li-СдфГр	Ty-466	76.16	0.10	13.10	0.29		0.93	0.93	0.93 - 0.02	0.93 - 0.02 0.20	0.93 - 0.02 0.20 0.17	0.93 – 0.02 0.20 0.17 3.40	0.93 – 0.02 0.20 0.17 3.40 4.60	0.93 - 0.02 0.17 3.40 -	0.93 - 0.02 0.20 0.17 3.40 4.60 - 0.02	$\begin{array}{c} 0.93 \\ - \\ 0.02 \\ 0.17 \\ 0.17 \\ 3.40 \\ 4.60 \\ - \\ 0.02 \\ 0.33 \end{array}$	0.93 - 0.02 0.20 0.17 0.17 3.40 4.60 - 0.02 0.33 99.32	0.93 - 0.02 0.20 0.17 3.40 4.60 - 0.33 0.33 - -	0.93 - 0.02 0.20 0.17 0.17 3.40 4.60 - 0.02 0.33 99.32 - - - 0.33 99.32 -	$\begin{array}{cccc} 0.93 \\ - \\ 0.02 \\ 0.20 \\ 0.17 \\ 3.40 \\ 4.60 \\ - \\ 0.02 \\ 0.33 \\ 99.32 \\ 99.32 \\ 99.32 \\ - \\ 1.20 \end{array}$	0.93 - 0.02 0.20 0.17 0.17 0.17 0.17 0.17 0.20 0.17 0.13 0.12 0.13 0.13 0.12 0.13 0.12 0.13 0.12 0.13 0.12 0.13 0.12 0.12 0.13 0.12 0.12 0.13 0.12 0.12 0.12 0.12 0.12 0.12 0.12 0.12 0.12 0.12 0.12 0.12 0.12 0.1200 0.120 0.120 0.120 0.120 0.10	0.93 - 0.02 0.20 0.17 0.17 0.17 3.40 4.60 - 0.02 0.33 99.32 99.32 99.32 1.20 111 6.4	0.93 0.02 0.20 0.17 0.17 0.17 0.17 0.17 0.17 0.20 0.17 0.20 0.02 0.33 99.32 99.32 0.33 99.32 1.20 1.12 1.1	$\begin{array}{c ccccc} 0.93 \\ - \\ 0.02 \\ 0.17 \\ 0.17 \\ 3.40 \\ 4.60 \\ - \\ 0.33 \\ 99.32 \\ 99.32 \\ 99.32 \\ - \\ - \\ - \\ - \\ - \\ - \\ - \\ - \\ - \\ $	0.93 0.02 0.02 0.17 0.17 0.17 0.17 0.17 0.17 0.17 0.20 0.17 0.12	0.93 0.02 0.02 0.17 0.13 0.13 0.13 0.13 0.13 0.12 0.13 0.12 0.13 0.12 0.13 0.12 0.13 0.12 0.13 0.12 0.13 0.12 0.13 0.12 0.13 0.12 0.12 0.13 0.12 0.13 0.12 0.12 0.12 0.33 0.33 0.12 0.33 0.33 0.12	0.93 - 0.02 0.17 0.17 0.17 0.17 0.20 0.17 0.20 0.17 0.20 0.17 0.20 0.17 0.20 0.17 0.33 0.93 0.93 0.93 0.93 0.93 0.93 0.93 0.93 0.93 0.12 0.33 0.93 0.12 0.33	$\begin{array}{cccccccccccccccccccccccccccccccccccc$	$\begin{array}{cccccccccccccccccccccccccccccccccccc$
Typ		Ty-476	74.52	0.10	12.83	0.66	, ,	1.22		1.22 - 0.03	- 0.03 0.16	1.22 - 0.03 0.16 0.67	1.22 - 0.03 0.16 0.67 3.70	1.22 – 0.03 0.16 0.67 3.70 4.75	1.22 – 0.03 0.16 0.67 4.75 0.23	1.22 – 0.03 0.16 3.70 4.75 0.23 0.02	1.22 – 0.03 0.16 3.70 4.75 0.23 0.02	1.22 - 0.03 0.16 0.16 3.70 4.75 0.23 0.23 0.24 0.24 99.13	$\begin{array}{c} - \\ - \\ 0.03 \\ 0.16 \\ 0.67 \\ 3.70 \\ 4.75 \\ 4.75 \\ 0.23 \\ 0.23 \\ 0.02 \\ 0.02 \\ 0.24 \\ 99.13 \\ -0.10 \end{array}$	1.22 - 0.03 0.16 0.67 3.70 4.75 0.23 0.23 0.23 0.23 0.24 0.24 99.13 -0.10 99.03	$\begin{array}{c} - \\ - \\ 0.03 \\ 0.16 \\ 0.67 \\ 3.70 \\ 4.75 \\ 0.67 \\ 4.75 \\ 0.23 \\ 0.02 \\ 0.24 \\ 0.24 \\ 0.24 \\ 0.24 \\ 0.24 \\ 0.24 \\ 0.24 \\ 0.23 \\ 0.02 \\ 0.02 \\ 1.03 \end{array}$	$\begin{array}{c} - \\ - \\ 0.03 \\ 0.067 \\ 0.67 \\ 0.67 \\ 0.67 \\ 0.67 \\ 0.23 \\ 0.23 \\ 0.23 \\ 0.24 \\ 0.24 \\ 0.24 \\ 0.24 \\ 0.24 \\ 0.24 \\ 0.24 \\ 0.02 \\ 0.02 \\ 0.03 \\ $	$\begin{array}{c} - \\ - \\ 0.03 \\ 0.16 \\ 0.67 \\ 3.70 \\ 4.75 \\ 3.70 \\ 4.75 \\ 0.02 \\ 0.23 \\ 0.23 \\ 0.23 \\ 0.24 \\ 0.24 \\ 0.24 \\ 0.24 \\ 0.02 \\ 0.02 \\ 0.02 \\ 0.02 \\ 0.02 \\ 0.02 \\ 0.03 \\ 0.03 \\ 0.03 \\ 0.03 \\ 0.03 \\ 0.03 \\ 0.02 \\ 0.02 \\ 0.02 \\ 0.02 \\ 0.03 \\ 0.03 \\ 0.03 \\ 0.03 \\ 0.03 \\ 0.03 \\ 0.02 \\ 0.03 \\ 0$	$\begin{array}{c} - \\ - \\ 0.03 \\ 0.16 \\ 0.67 \\ 3.70 \\ 4.75 \\ 3.70 \\ 4.75 \\ 0.67 \\ 4.75 \\ 0.02 \\ 0.02 \\ 0.02 \\ 0.02 \\ 0.02 \\ 0.02 \\ 0.02 \\ 0.02 \\ 0.03 \\ 0.02 \\ 0.03 \\ 0$	$\begin{array}{c} - \\ - \\ 0.03 \\ 0.05 \\ 0.67 \\ 0.67 \\ 3.70 \\ 4.75 \\ 0.67 \\ 4.75 \\ 0.23 \\ 0.23 \\ 0.23 \\ 0.24 \\ 0.24 \\ 0.24 \\ 0.24 \\ 0.24 \\ 0.24 \\ 0.24 \\ 0.24 \\ 0.23 \\ 0$	$\begin{array}{c} - \\ - \\ 0.03 \\ 0.067 \\ 0.67 \\ 0.67 \\ 3.70 \\ 4.75 \\ 0.23 \\ 0.23 \\ 0.23 \\ 0.24 \\ 9.13 \\ 0.24 \\ 9.9.13 \\ 0.24 \\ 0.24 \\ 0.24 \\ 0.24 \\ 0.24 \\ 0.23 $	$\begin{array}{c} - \\ - \\ 0.03 \\ 0.16 \\ 0.67 \\ 3.70 \\ 4.75 \\ 3.70 \\ 4.75 \\ 0.02 \\ 0.23 \\ 0.02 \\ 0.24 \\ 0.02 \\ 0.02 \\ 0.02 \\ 0.02 \\ 0.02 \\ 0.02 \\ 0.03 \\ 0.02 \\ 0.03 \\ 0.02 \\ 0.03 \\ 0.02 \\ 0$	1.22 - 0.03 0.67 0.67 0.67 4.75 0.23 0.23 0.24 99.13 -0.10 99.03 1.03 69 5.6 398 12 7.5 7.5 7.5 7.5 7.5 7.5 7.5 7.5	$\begin{array}{c} - \\ - \\ 0.03 \\ 0.67 \\ 0.67 \\ 0.67 \\ 0.67 \\ 0.67 \\ 0.23 \\ 0.23 \\ 0.23 \\ 0.23 \\ 0.02 \\ 0.24 \\ 0.24 \\ 0.02 \\ 0.02 \\ 0.02 \\ 0.03 \\ 0.02 \\ 0.03 \\ 0.02 \\ 0.03 \\ 0.03 \\ 0.02 \\ 0.03 \\ 0.02 \\ 0.02 \\ 0.03 \\ 0.02 \\ 0.03 \\ 0.02 \\ 0$	$\begin{array}{c} - \\ - \\ 0.03 \\ 0.67 \\ 0.67 \\ 0.67 \\ 0.23 \\ 0.23 \\ 0.23 \\ 0.23 \\ 0.24 \\ 0.24 \\ 0.24 \\ 0.24 \\ 0.24 \\ 0.24 \\ 0.24 \\ 0.24 \\ 0.23 \\ 0.23 \\ 0.23 \\ 0.23 \\ 0.24 \\ 0.23 \\ 0.24 \\ 0.23 \\ 0.23 \\ 0.23 \\ 0.24 \\ 0.23 \\ 0.23 \\ 0.24 \\ 0.23 \\ 0.24 \\ 0.23 \\ 0$
		Ty-483	75.34	0.08	13.44	0.76	0 43	01.0		0.03	0.32	0.03	0.03 0.03 0.11 3.50	0.03 0.32 0.11 3.50 4.45	0.03 0.32 0.11 3.50 4.45 0.06	0.03 0.03 0.11 3.50 0.06 0.06	0.03 0.32 0.11 3.50 4.45 0.06 0.06 0.02	0.03 0.32 0.11 0.11 3.50 4.45 0.06 0.06 0.02 0.01 0.41 98.95	$\begin{array}{c} - \\ - \\ 0.03 \\ 0.11 \\ 0.32 \\ 0.32 \\ 0.11 \\ 0.11 \\ 0.11 \\ 0.11 \\ 0.06 \\ 0.06 \\ 0.02 \\ 0.02 \\ 0.02 \\ 0.02 \\ 0.02 \\ 0.02 \\ 0.02 \\ 0.02 \\ 0.03 \\ 0.02 \\ 0.02 \\ 0.02 \\ 0.03 \\ 0.03 \\ 0.02 \\ 0.03 \\ 0.03 \\ 0.03 \\ 0.03 \\ 0.03 \\ 0.03 \\ 0.00 \\ 0$	0.03 0.32 0.32 0.11 3.50 4.45 0.06 0.06 0.02 0.41 98.95 -0.03 98.95	$\begin{array}{c} - \\ - \\ 0.03 \\ 0.11 \\ 0.32 \\ 0.32 \\ 0.11 \\ 3.50 \\ 4.45 \\ 0.06 \\ 0.06 \\ 0.06 \\ 0.01 \\ 0.01 \\ 0.01 \\ 0.02 \\ 0$		$\begin{array}{c} - \\ - \\ 0.03 \\ 0.32 \\ 0.11 \\ 3.50 \\ 4.45 \\ 4.45 \\ 0.06 \\ 0.06 \\ 0.06 \\ 0.01 \\ 98.95 \\ -0.03 \\ 98.95 \\ -0.03 \\ 98.92 \\ 1.25 \\ 12 \end{array}$	$\begin{array}{c c} - \\ - \\ 0.03\\ 0.11\\ 0.32\\ 0.32\\ 0.32\\ 0.11\\ 3.50\\ 0.06\\ 0.06\\ 0.04\\ 0.04\\ 0.02\\ 0$	$\begin{array}{c} - \\ - \\ 0.03 \\ 0.32 \\ 0.11 \\ 3.50 \\ 4.45 \\ 0.06 \\ 0.06 \\ 0.02 \\ 0.041 \\ 98.95 \\ -0.03 \\ 98.95 \\ 98.92 \\ -0.03 \\ 98.92 \\ 1.25 \\ 12 \\ 12 \\ 12 \\ 12 \\ 12 \\ 13 \\ 13 \end{array}$	 	0.03 0.03 0.32 0.11 0.11 0.32 0.03 0.11 3.50 0.11 0.41 0.06 0.02 0.02 0.02 0.02 0.03 0.06 0.05 0.05 0.03 0.11 0.32 0.11 0.32 0.11 0.32 0.11 0.32 0.11 0.32 0.11 0.11 0.12 0.05 0.06 0.06 0.02 0.02 0.03 0.05 0.05 0.05 0.05 0.05 0.00 0.02 0.00 0.02 0.03 0.05 0.00 0.02 0.02 0.03 0.02 0.02 0.02 0.03 0.02 0.03 0.02 0.02 0.03 0.03 0.05 0.05 0.05 0.05 0.05 0.05 0.05 0.05 0.05 0.05 0.05 0.05 0.05 0.05 0.05 0.05 0.02 0.02 0.03 0.02 0.02 0.03 0.03 0.02 0.03 0.03 0.02 0.03 0.03 0.03 0.03 0.03 0.03 0.03 0.03 0.03 0.02 0.03 0.03 0.03 0.03 0.03 0.03 0.03 0.03 0.03 0.03 0.03 0.03 0.27 1.25			
	$\mathrm{Br}\Gamma\mathrm{p}$	Ty-829	75.30	0.12	13.40	Ι	I		1.17	1.17 0.04	1.17 0.04 0.11	1.17 0.04 0.11 1.05	1.17 0.04 0.11 1.05 3.97	1.17 0.04 0.11 1.05 3.97 4.65	1.17 0.04 0.11 1.05 3.97 4.65 -	1.17 0.04 0.11 1.05 3.97 4.65 -	1.17 0.04 0.11 1.05 3.97 4.65 - 0.06	1.17 0.04 0.11 1.05 3.97 4.65 - - 0.06 - - - 99.87	1.17 0.04 0.11 1.05 3.97 4.65 - 0.06 - -	1.17 0.04 0.11 1.05 3.97 4.65 - - 0.06 - - 99.87 - - 99.87	$\begin{array}{c} 1.17\\ 0.04\\ 0.11\\ 1.05\\ 3.97\\ 4.65\\ -\\ -\\ 0.06\\ 99.87\\ 99.87\\ 99.87\\ 0.99\\ 0.99\end{array}$	1.17 0.04 0.11 1.05 3.97 4.65 - - 0.06 0.06 99.87 99.87 0.99	1.17 0.04 0.11 1.05 3.97 4.65 - - 0.06 99.87 99.87 99.87 99.87 135 135	$\begin{array}{c} 1.17\\ 0.04\\ 0.11\\ 1.05\\ 3.97\\ 4.65\\ -\\ -\\ -\\ -\\ -\\ -\\ -\\ -\\ -\\ -\\ -\\ -\\ -\\$	1.17 0.04 0.11 1.05 3.97 4.65 - - 0.06 99.87 99.87 99.87 0.99 135 13 13 13 13 81	$\begin{array}{c} 1.17\\ 0.04\\ 0.011\\ 1.05\\ 3.97\\ 4.65\\ -\\ -\\ -\\ -\\ -\\ -\\ -\\ -\\ -\\ -\\ -\\ -\\ -\\$	1.17 0.04 0.11 1.05 3.97 4.65 - - 0.06 99.87 99.87 99.87 99.87 99.87 135 135 135 135 13 135 135 135 135 135	1.17 0.04 0.11 1.05 3.97 4.65 - - 0.06 99.87 99.87 99.87 99.87 0.99 135 135 135 135 136 0.99 134 51 51	1.17 0.04 0.11 1.05 3.97 4.65 - - - 0.06 0.09 99.87 0.99 135 13 135 13 13 13 13 473 13 13 13 473 13 13 473 13 473 13 473 13 473 13 473 13 473 13 51 473 13 51 51 51 13 5113 51 13 51 13 51 13 51 13 51 13 51 13 51 13 51 13 51 13 51 13 51 13 51 13 51 13 51 13 51 13 51 13 51 13 51 11 11 11 11 11 11 11 11 11 11 11 11	$\begin{array}{c} 1.17\\ 0.04\\ 0.01\\ 0.11\\ 1.05\\ 3.97\\ 3.97\\ 3.97\\ 3.97\\ 99.87\\ 99.87\\ 99.87\\ 99.87\\ 99.87\\ 13\\ 13\\ 13\\ 13\\ 13\\ 13\\ 13\\ 13\\ 13\\ 13$
		Ty-540	74.38	0.14	13.96	0.49	1.22		I	$^{-}$ 0.05	- 0.05 0.56	– 0.05 0.78 0.78	- 0.05 0.56 0.78 3.25	$\begin{array}{c} - \\ 0.05 \\ 0.56 \\ 0.78 \\ 3.25 \\ 4.35 \end{array}$	$\begin{array}{c} - \\ 0.05 \\ 0.56 \\ 0.78 \\ 3.25 \\ 4.35 \\ 0.12 \end{array}$	$\begin{array}{c} - \\ 0.05 \\ 0.56 \\ 0.78 \\ 3.25 \\ 4.35 \\ 0.12 \\ 0.12 \end{array}$	- 0.05 0.56 0.78 3.25 4.35 0.12 0.12	$\begin{array}{c} - \\ 0.05 \\ 0.56 \\ 0.78 \\ 3.25 \\ 4.35 \\ 0.12 \\ 0.12 \\ 0.12 \\ 0.12 \\ 0.12 \end{array}$	$\begin{array}{c} - \\ 0.05 \\ 0.56 \\ 0.78 \\ 3.25 \\ 4.35 \\ 4.35 \\ 0.12 \\ 0.12 \\ 0.12 \\ - \\ - \\ - 0.05 \end{array}$	$\begin{array}{c} - \\ 0.05 \\ 0.56 \\ 0.78 \\ 3.25 \\ 4.35 \\ 4.35 \\ 0.12 \\ 0.12 \\ 0.12 \\ 0.12 \\ -1 \\ -0.05 \\ 99.37 \end{array}$	$\begin{array}{c} - \\ 0.05 \\ 0.56 \\ 0.78 \\ 3.25 \\ 4.35 \\ 4.35 \\ 0.12 \\ 0.12 \\ 0.12 \\ 0.12 \\ - \\ - \\ 99.37 \\ 99.37 \end{array}$	$\begin{array}{c} - \\ 0.05 \\ 0.56 \\ 0.78 \\ 3.25 \\ 4.35 \\ 4.35 \\ 0.12 \\ 0.12 \\ 0.12 \\ 0.12 \\ - \\ - \\ - \\ - \\ 0.05 \\ 99.37 \\ 99.37 \\ 13 \end{array}$	$\begin{array}{c} - \\ 0.05 \\ 0.78 \\ 0.78 \\ 3.25 \\ 4.35 \\ 4.35 \\ 0.12 \\ 0.12 \\ 0.12 \\ 0.12 \\ 0.12 \\ -1 \\ -1 \\ -1 \\ -1 \\ -1 \\ -2 \\ -2 \\ $	$\begin{array}{c} - \\ 0.05 \\ 0.78 \\ 0.78 \\ 3.25 \\ 4.35 \\ 3.25 \\ 4.35 \\ 0.12 \\ 0.12 \\ 0.12 \\ 0.12 \\ 0.12 \\ - \\ - \\ - \\ 0.05 \\ 99.37 \\ 99.37 \\ 1.22 $	$\begin{array}{c} - \\ 0.05 \\ 0.56 \\ 0.78 \\ 0.78 \\ 3.25 \\ 4.35 \\ 4.35 \\ 0.12 \\ 0.12 \\ 0.12 \\ 0.12 \\ - \\ - \\ - \\ - \\ - \\ - \\ - \\ - \\ 0.12 \\ 0.12 \\ 0.12 \\ 1.22 \\ 1$	- 0.05 0.56 0.78 0.78 3.25 4.35 0.12 - 0.12 - 0.12 99.37 1.22 1.22 1.22 1.22 1.22 88	$\begin{array}{c} - \\ 0.05 \\ 0.78 \\ 0.78 \\ 3.25 \\ 4.35 \\ 3.25 \\ 4.35 \\ 0.12 \\ 0.12 \\ 0.12 \\ 0.12 \\ 0.12 \\ - \\ 0.05 \\ 99.37 \\ 99.37 \\ 99.37 \\ 1.22 \\ 1.22 \\ 1.22 \\ 1.22 \\ 1.22 \\ 88 \\ 88 \\ 88 \end{array}$	$\begin{array}{c} - \\ 0.05 \\ 0.78 \\ 0.78 \\ 0.78 \\ 3.25 \\ 4.35 \\ 0.12 \\ 0.12 \\ 0.12 \\ 0.12 \\ 0.12 \\ 0.12 \\ 0.12 \\ 0.12 \\ 1.22 $	$\begin{array}{c} - \\ 0.05 \\ 0.78 \\ 0.78 \\ 0.78 \\ 3.25 \\ 4.35 \\ 0.12 $	$\begin{array}{c} - \\ 0.05 \\ 0.78 \\ 0.78 \\ 0.78 \\ 3.25 \\ 4.35 \\ 0.12 $
омплекс		Ty-816	69.80	0.44	15.60	Ι	I	_	2.80	2.80 0.05	2.80 0.05 2.11	2.80 0.05 1.74	2.80 0.05 2.11 1.74 4.22	2.80 0.05 2.11 1.74 4.22 3.88	2.80 0.05 1.74 4.22 -	2.80 0.05 2.11 1.74 4.22 3.88 3.88 0.11	2.80 0.05 11.74 4.22 3.88 0.11	2.80 0.05 2.11 1.74 4.22 4.22 3.88 3.88 0.11 0.11 -	2.80 0.05 2.11 1.74 4.22 - - 0.11 - - -	2.80 0.05 2.11 1.74 4.22 4.22 3.88 3.88 0.11 0.11 0.11 100.75	2.80 0.05 2.11 1.74 4.22 - - 0.11 0.11 0.11 - 100.75 1.09	2.80 0.05 2.11 1.74 4.22 - - 0.11 0.11 - 100.75 100.75 30 30	2.80 0.05 2.11 1.74 4.22 - - 0.11 0.11 0.11 0.11 100.75 100.75 100.75 5.8	2.80 0.05 2.11 1.74 4.22 - - 0.11 0.11 0.11 0.11 - 100.75 1.09 3.0 5.8 114	2.80 0.05 2.11 1.74 4.22 - - - 100.75 1.09 30 30 4.0	2.80 0.05 2.11 1.74 4.22 3.88 3.88 3.88 3.88 0.11 - - 100.75 100.75 100.75 100.75 100.75 100.75 1109 30 5.8 114 114 852	2.80 0.05 2.11 1.74 4.22 3.88 3.88 3.88 0.11 0.11 0.11 0.11 0.11 100.75 100.75 100.75 100.75 100.75 100.75 100.75 100.75 805	2.80 0.05 2.11 1.74 4.22 3.88 3.88 3.88 3.88 0.11 0.11 0.11 0.11 0.11 100.75 100.75 100.75 100.75 100.75 100.75 100.75 100.75 100.75 30 805 805 37	2.80 0.05 2.11 1.74 4.22 3.88 3.88 3.88 0.11 - - 100.75 100 1.09 30 5.8 110 4.0 652 805 37 0.77 0.77	2.80 0.05 2.11 1.74 4.22 3.88 3.88 3.88 3.8 3.8 0.11 - - 100.75 100.75 100.75 100.75 100.75 100.75 114 4.0 652 805 37 0.77 0.77
минский кс	ГрД	Ty-817	64.70	0.57	15.50	Ι	I		4.42	4.42 0.10	4.42 0.10 4.37	4.42 0.10 4.37 2.06	4.42 0.10 4.37 2.06 4.16	4.42 0.10 4.37 2.06 4.16 3.04	4.42 0.10 4.37 2.06 4.16 3.04	4.42 0.10 4.37 2.06 4.16 3.04 -	4.42 0.10 4.37 2.06 4.16 3.04 - 0.16	4.42 0.10 4.37 2.06 4.16 3.04 - 0.16 - 99.08	4.42 0.10 4.37 2.06 4.16 3.04 - 0.16 0.16 -	4.42 0.10 4.37 2.06 4.16 3.04 - 0.16 99.08 99.08	4.42 0.10 4.37 2.06 4.16 3.04 - 0.16 0.16 99.08 99.08 1.12	4.42 0.10 4.37 2.06 4.16 3.04 - 0.16 99.08 99.08 99.08 1.12 1.12	4.42 0.10 4.37 2.06 4.16 3.04 - 0.16 0.16 99.08 99.08 99.08 99.08 7.7	4.42 0.10 4.37 2.06 4.16 3.04 - - 0.16 99.08 99.08 99.08 1.12 1.12 109 245	4.42 0.10 4.37 2.06 4.16 3.04 - - 0.16 0.16 99.08 99.08 99.08 1.12 1.12 109 109 41	4.42 0.10 4.37 2.06 4.16 3.04 - 0.16 99.08 99.08 99.08 1.12 1.12 109 109 109 41 686	4.42 0.10 4.37 2.06 4.16 3.04 - - 0.16 0.16 99.08 99.08 99.08 99.08 1.12 1.12 1.12 109 879 879	4.42 0.10 4.37 2.06 4.16 3.04 - - 0.16 0.16 0.16 0.16 - 1.12 109 7.7 7.7 245 41 686 879 879	4.42 0.10 4.37 2.06 4.16 3.04 - - 0.16 99.08 99.08 99.08 1.12 1.12 109 109 879 879 184 0.71 0.71	4.42 0.10 4.37 2.06 4.16 3.04 - - 0.16 99.08 99.08 99.08 - 1.12 1.12 1.12 109 1.12 109 1.12 109 1.12 109 7.7 7.7 7.7 7.7 7.6 7.6
Шахта		Ty-1943	66.70	0.55	14.80	1.08	3.02		I	- 0.07	-0.07 3.59	-0.07 3.59 1.82	– 0.07 3.59 1.82 3.79	- 0.07 3.59 1.82 3.79 3.67	- 0.07 3.59 1.82 3.79 3.67 0.14	- 0.07 3.59 1.82 3.79 3.67 0.14 0.15	- 0.07 3.59 1.82 3.79 3.67 0.14 0.15 0.44	- 0.07 3.59 1.82 3.67 3.67 0.14 0.15 0.44 0.44	$\begin{array}{c} - \\ 0.07 \\ 3.59 \\ 1.82 \\ 3.67 \\ 3.67 \\ 3.67 \\ 3.67 \\ 0.14 \\ 0.15 \\ 0.44 \\ 0.15 \\ 0.44 \\ -0.06 \end{array}$	- 0.07 3.59 1.82 3.67 3.67 0.14 0.15 0.14 0.15 0.44 99.38 99.32	$\begin{array}{c} - \\ 0.07 \\ 3.59 \\ 1.82 \\ 3.79 \\ 3.67 \\ 3.67 \\ 3.67 \\ 0.14 \\ 0.15 \\ 0.14 \\ 0.15 \\ 0.44 \\ 0.15 \\ 0.44 \\ 0.15 \\ 0.938 \\ -0.06 \\ 99.32 \\ 1.09 \end{array}$	- 0.07 3.59 1.82 3.79 3.67 0.14 0.15 0.14 0.15 0.44 0.15 0.44 0.15 0.44 0.15 0.933 99.32 99.32 63	- 0.07 3.59 1.82 3.67 3.67 0.14 0.15 0.14 0.15 0.44 0.15 0.44 0.15 0.99.38 -0.06 99.32 99.32 109 16	- 0.07 3.59 1.82 3.79 3.67 0.14 0.15 0.14 0.15 0.44 0.15 0.44 0.15 0.44 0.15 0.44 0.15 0.16 99.38 1.09 1.09	$\begin{array}{c} - \\ 0.07 \\ 3.59 \\ 1.82 \\ 3.67 \\ 3.67 \\ 3.67 \\ 0.14 \\ 0.15 \\ 0.14 \\ 0.15 \\ 0.14 \\ 0.15 \\ 0.14 \\ 0.15 \\ 0.932 \\ -0.06 \\ 99.32 \\ 109 \\ 109 \\ 153 \\ 153 \\ 1109 \\ 153 \\ 1109 \\ 120$	$\begin{array}{c} - \\ 0.07 \\ 3.59 \\ 1.82 \\ 3.67 \\ 3.67 \\ 3.67 \\ 0.14 \\ 0.15 \\ 0.44 \\ 0.15 \\ 0.44 \\ 99.38 \\ -9.38 \\ 99.38 \\ 99.32 \\ 99.32 \\ 1.09 \\ 1.00 \\ $	- 0.07 3.59 1.82 3.67 3.67 0.14 0.15 0.14 0.15 0.14 0.15 0.44 0.15 0.44 0.15 0.44 0.15 0.16 109 16 1109 16 1109 16 1733 19 106 107 1007 1007 1007 1007 1007 1007 1	- 0.07 3.59 1.82 3.79 3.67 0.14 0.15 0.14 0.15 0.44 99.38 -0.06 99.38 -0.06 99.38 10 109 15 15 16 16 15 16 16 16 16 16 16 16 16 16 16 16 16 16	- 0.07 3.59 1.82 3.67 0.14 0.15 0.44 0.15 0.44 0.44 0.96 0.96 0.96 0.96	$\begin{array}{c} - \\ 0.07 \\ 3.59 \\ 3.57 \\ 3.67 \\ 3.67 \\ 3.67 \\ 0.14 \\ 0.15 \\ 0.44 \\ 0.15 \\ 99.38 \\ -0.06 \\ 99.38 \\ -9.32 \\ 99.32 \\ 1.09 \\ 61 \\ 63 \\ 16 \\ 153 \\ 109 \\ 61 \\ 63 \\ 61 \\ 61 \\ 61 \\ 61 \\ 8.6 \\ 8.6 \end{array}$
Компо-	ненты		SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	$\mathrm{Fe_2O_3}$	FeO	Fe,O,tot		MnO	MnO MgO	MnO MgO CaO	MnO MgO CaO Na ₂ O	MnO MgO CaO Na ₂ O K ₂ O	Ma2O Ma2O CaO Na2O K2O F	Muo Mao CaO Na ₂ O F F P ₂ O ₅	мио Mao CaO Na ₂ O K ₂ O F P ₂ O ₅ П.п.п.	МиО Мао СаО Na ₂ O К ₂ O F P ₂ O ₅ П.п.п.	МиО Мао СаО Na ₂ O K ₂ O F П.п.п. Cymma -O=F	МиО Мао СаО Na ₂ O F P ₂ O ₅ П.п.п. Cymma -O=F Cymma	Мио Мао СаО Na ₂ O K ₂ O F D ₂ O ₅ П.п.п. -O=F Cymma A/CNK	Мио Ма2 СаО Na ₂ O К ₂ O F P ₂ O ₅ П.п.п. Cymma –O=F Cymma A/CNK	МиО Ма2 СаО Na2O K2O F P2O5 П.п.п. Cymma –O=F Cymma A/CNK Li Li Be	МиО Мао СаО К20 К20 К20 F П.п.п. Сумма –О=F –О=F Сумма Ве Ве	MnO MgO CaO Na ₂ O K ₂ O F Cymma -O=F Cymma A/CNK Li Li Be Rb CS	Mno Mno CaO Na ₂ O F Cymma A/CNK Li Li Be Rb Sr Sr	MnO MgO CaO Na ₂ O K ₂ O F Cymma -O=F -O=F Li Li Be Rb Cymma Sr Sr Sr Sr Sr	Mno Mgo CaO Na ₂ O K ₂ O F Cymma -O=F -O=F Li Li Li Be Rb Cymma Be Sr Sr Sr Zn	MnO MgO CaO Na ₂ O K ₂ O F Cymma -O=F Cymma Li Li Li Li Sr Sr Zn Zn Ta	MnO Ma2O CaO Na2O K2O F Cymma -O=F -O=F Cymma Li Li Li Li Li Ba Ba Sr Sr Sr Sr Sr Sr Nb

Таблица 1. Состав пород Тургинского массива и рудоносных массивов Li-F гранитов

72

СЫРИЦО и др.
Продолжение
Таблица

			Ty-543	29	74	8.0	0.60	73	22	4.1	23	15	44	5.9	24	7.7	0.04	5.1	0.91	4.7	0.84	3.0	0.50	4.4	0.68	117	3.92	0.003	61.75	9.29	30.0
		АмазГр	Ty-494	23	129	11	0.60	94	20	3.2	27	19	59	6.9	24	6.3	0.01	4.2	0.87	4.8	0.87	2.6	0.49	4.0	0.61	134	2.26	0.02	284.6	11.94	010
			Ty-542	11	83	12	0.36	69	43	5.4	24	19	50	7.8	25	7.5	0.03	5.0	0.77	4.6	0.93	2.9	0.65	5.5	0.94	131	2.34	0.01	214.9	6.66	<i>cc</i> 0
лплекс	сив		Ty-474	6.4	332	11	1.8	40	114	25	61	78	172	20	77	15	0.05	13	2.0	10	2.0	4.9	0.73	4.6	0.60	400	11.39	0.01	57.66	29.12	0.07
бейский ком	инский мас	Li-СдфГр	Ty-466	8.4	279	8.1	0.95	35	72	11	14	47	105	11	42	6.8	0.07	4.9	0.66	3.0	0.57	1.8	0.27	1.6	0.24	225	19.13	0.03	31.79	34.36	0.09
Кукульб	Тург		Ty-476	10	190	10	0.87	38	62	13	50	60	211	18	65	15	0.08	12	1.9	10	2.1	5.4	0.72	4.5	0.65	408	8.99	0.02	51.35	18.29	0.06
			Ty-483	13	72	2.6	12	52	24	15	16	30	59	6.4	23	4.4	0.30	3.3	0.51	2.4	0.52	1.4	0.24	1.7	0.27	134	12.00	0.23	6.72	27.34	0.17
		БтГр	Ty-829	18	100	3.8	20	39	70	6.9	25	64	133	15	57	11	0.42	8.8	1.2	5.2	0.85	2.3	0.27	1.7	0.29	301	25.18	0.12	2.87	25.97	0.13
			Ty-540	6.7	58	3.3	3.8	30	26	2.8	20	37	57	8.4	27	5.5	0.60	4.4	0.70	3.5	0.70	2.2	0.30	2.2	0.31	150	11.40	0.36	1.73	17.61	0.13
	DIDICK		Ty-816	4.0	179	5.2	1.1	23	21	1.9	9.6	46	79	8.1	29	4.3	1.1	3.3	0.39	1.7	0.34	0.93	0.13	0.81	0.15	175	38.54	0.84	0.17	34.49	0.10
	минскии ко	ГрД	Ty-817	41	196	4.8	4.2	28	15	3.5	11	56	101	11	37	5.4	1.4	4.3	0.52	2.1	0.42	0.99	0.14	1.0	0.16	222	37.36	0.86	0.36	40.75	0.09
	ШаЛіа		Ty-1943	19	163	4.8	2.6	26	16	2.6	12	31	66	6.9	26	4.5	1.2	3.4	0.45	2.1	0.39	1.2	0.16	0.98	0.16	144	21.44	0.90	0.25	33.96	0.11
	Компо-	ненты		Sn	Zr	Hf	Mo	Pb	Th	U	Υ	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Тb	Dy	Но	Er	Tm	Yb	Lu	Σ ree	(La/Yb) _n	Eu/Eu*	Rb/Sr	Zr/Hf	Ta/Nb
ПЕТ	ГРОЈ	ΠΟΓ	ИЯ	т	ом 2	29	N⁰	1	20	21																					

сомплекс	Орловский массив	-СдфГр Ми-АбГр АмазГр	O-285 O-2299 O-1199 O-369 O-2283 O-2445	74.18 72.64 74.38 71.30 72.65 71.08	0.17 0.04 0.03 0.02 0.01 0.01	14.06 15.22 13.43 15.50 14.45 16.12	1.20 0.56 0.42 0.46 0.46 0.31	0.63 0.83 0.33 0.38 1.44 0.61		0.05 0.05 0.05 0.22 0.41 0.14	0.20 0.20 0.37 0.24 0.04 0.00	0.50 0.72 0.28 0.38 0.67 0.61	4.53 4.35 4.58 5.24 4.90 5.60	5.09 4.45 4.65 4.78 2.60 3.90	0.41 - 0.36 1.52 - 1.20		0.69 - 0.68 1.10	01.71 99.06 99.20 101.14 97.63 99.58	-0.18 $ -0.65$ $ -0.52$	01.53 99.06 99.20 100.49 97.63 99.06	1.01 1.15 1.03 1.07 1.20 1.11	45 652 379 2288 3460 1870	13 9.9 18	66 1050 1260 4802 2320 2060	23 18 35 67 91 50	12 11 20 2.8 13 4.0	88 6.0 43 3.6 4.5 5.8	80 824 92 442 359 154	4 6 62 32 446 272 116	
Сукульбей	ский масс	ıГр	O-270	73.96	0.25	13.56	1.01	0.90	Ι	0.04	0.35	0.57	3.88	5.00	0.16	Ι	0.62	100.30	-0.07	100.23	1.06	123	8.0	348	21	108	270	75	2.9	_
K	Ханигилайс	B1	X-343	74.50	0.19	13.42	0.86	1.09	Ι	0.03	0.41	0.64	3.92	4.70	0.14	0.05	0.66	100.61	-0.06	100.55	1.06	151	8.0	426	26	106	300	48	4.8	
	ий массив	зГр	Э-689	72.00	0.02	16.28	0.01	0.75	Ι	0.04	0.10	0.16	6.32	2.95	0.23*	0.10	0.28	99.19	-0.08	99.11	1.17	443*	4.6	1275	14	17	40	145	111	_
	Этыкински	Амас	B-493	71.30	0.01	16.60	Ι	Ι	0.57	0.03	0.06	0.94	6.18	4.10	$0.75 \pm$	0.04	I	100.05	-0.09	96.66	1.02	1136 ±	6.2	1630	21	21	32	110	49	
	ій массив	АмазГр	Э- 1671	72.97	0.02	13.91	0.80	1.19	Ι	0.04	0.20	0.27	4.80	4.45	Ι	0.06	1.18	99.89	I	99.89	1.05	1500	8.3	2240	80	11	49	87	20	
	Ачикански	Li-СдфГр	Э-1683	76.00	0.02	13.30	Ι	Ι	1.03	0.02	0.04	0.94	3.48	4.79	0.22	0.06	I	96.90	-0.09	99.81	1.05	189	46	932	49	9.6	36	31	10	
	Компо-	ненты		SiO ₂	TiO_2	Al_2O_3	$\mathrm{Fe_2O_3}$	FeO	Fe ₂ O ₃ tot	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	Ц	P_2O_5	П.п.п.	Сумма	-0=F	Сумма	A/CNK	E:	Be	Rb	Cs	Sr	o Ba	Zn	Ta	

СЫРИЦО и др.

74

Таблица 1. Продолжение

Окончание	
Ι.	
Таблица	

ПЕТРОЛОГИЯ	том 29

№ 1

2021

					K	укульбейск	ий комплеко	C)				
Компо-	Ачиканск	ий массив	Этыкинск	ий массив	Ханигилайс	кий массив			Орловски	ій массив		
ненты	Li-СдфГр	АмазГр	Ама	зГр	Бт	Гр	Li-СдфГр	Ми-,	A6Гp		АмазГр	
	Э-1683	Э- 1671	Э-493	Э-689	X-343	O- 270	O-285	O-2299	O-1199	O-369	O-2283	O-2445
Sn	8.0	47	52	6.7	12	6.4	7.6	24	26	21	22	126
Zr	262	146	143	65	100	74	122	18	50	33	39	31
Hf	32	11	20	19	4.8	2.6	3.9	3.8	5.1	16	9.9	7.0
Mo	2.3	12	1.3	3.5	0.35	1.0	0.77	0.76	1.4	0.96	1.7	0.92
Pb	78	68	236	293	33	50	53	66	79	49	28	66
Th	109	55	28	18	42	21	36	6.9	12	21	24	13
N	31	7.9	47	27	8.1	12	18	16	5.1	8.0	3.2	6.9
Y	40	86	10	1.8	26	20	32	5.4	73	3.3	5.5	8.3
La	26	30	4.1	6.0	46	22	34	5.3	13	3.6	4.6	4.9
Ce	58	84	15	14	70	42	68	15	35	13	18	16
Pr	8.9	11	2.0	1.2	11	4.6	7.2	1.7	4.9	2.2	2.2	2.2
Nd	31	47	6.8	2.7	34	16	25	5.4	19	5.0	5.9	5.8
Sm	10.0	14	2.2	1.0	6.8	3.6	5.1	2.2	9.0	2.0	2.3	2.4
Eu	0.03	0.05	0.01	0.01	0.53	0.45	0.48	0.01	0.08	0.001	0.02	0.01
Gd	8.2	14	1.5	0.4	5.5	3.1	5.0	1.5	9.0	1.0	1.5	1.8
Tb	1.6	2.8	0.39	0.12	0.82	0.55	0.87	0.40	2.1	0.29	0.38	0.44
Dy	9.5	16	3.1	1.1	4.6	3.2	5.0	2.4	13	1.4	2.5	2.8
Но	2.0	2.8	0.57	0.22	0.84	0.64	0.99	0.38	2.3	0.19	0.32	0.51
Er	5.7	7.8	2.0	0.73	2.4	1.6	2.9	1.0	6.4	0.64	0.95	1.2
Tm	1.1	0.98	0.41	0.23	0.39	0.31	0.55	0.19	1.1	0.11	0.18	0.20
Yb	7.8	6.2	3.6	1.9	2.6	1.9	3.2	1.3	6.6	0.78	1.2	1.5
Lu	1.3	0.86	0.54	0.26	0.42	0.28	0.44	0.16	0.84	0.15	0.14	0.18
ΣREE	170	237	42	30	186	100	159	37	122	30	40	40
(La/Yb) _n	1.15	3.30	0.78	2.16	11.9	7.72	7.24	2.69	1.35	3.14	2.50	2.23
Eu/Eu*	0.01	0.01	0.02	0.04	0.26	0.40	0.29	0.02	0.03	0.00	0.02	0.02
Rb/Sr	94.2	200	77.9	76.2	4.03	3.22	3.27	98.1	63.9	1685	181	516
Zr/Hf	8.09	13.5	7.08	3.38	20.7	28.8	31.4	4.61	9.80	2.06	3.93	4.43
Ta/Nb	0.08	0.14	0.26	0.84	0.20	0.18	0.19	1.05	0.62	1.66	1.11	1.02
Примечаниє граниты, Ам черк – не оп	: ГрД – грани азГр – амазо. ределялось; с	одиориты, Б1 нитовые гран зодержания с	гГр – биотито ниты. Еu/Eu*∶ эксидов даны	вые граниты, = $Eu_n/(Sm_n \times B Mac. \%, ред$	Li-СдфГр – ¹ Gd _n) ^{0.5} , (La/ ких элементо	граниты с Li- Nb) _n – отнои в – в г/т.	сидерофилли іение хондри	гтом (протол) г-нормализо	итионитовые ванных значе), Ми-АбГр - :ний по (Taylo	– микроклин or, McLennan	-альбитовые , 1985). Про-
* Среднее зн	aqeние, $n = t$											

АМАЗОНИТОВЫЕ Li-F ГРАНИТЫ REE-Nb-Zr-Th-U СПЕЦИАЛИЗАЦИИ

	Тургински	ий массив	Хангилайс	кий массив
Элементы	биотитовые граниты	расплав (пр. Ту-829)	биотитовые граниты	расплав (пр. Х-343)
F	$0.06\pm0,02$	_	0.18 ± 0.06	_
Li	23 ± 5	177	149 ± 45	1220
В	—	61.2	—	464
Rb	253 ± 47	567	441 ± 99	415
Sr	102 ± 10	3.87	130 ± 12	32.0
Ba	188 ± 73	3.02	283 ± 16	33.2
Zr	81 ± 19	31.9	108 ± 38	32.2
Hf	3.2 ± 0.5	4.46	4.1 ± 1.3	2.36
Nb	26 ± 9	76.4	23 ± 6	15.4
Ta	3.7 ± 1.3	6.25	4.7 ± 1.7	5.55
U	8.6 ± 5.2	43.0	10.0 ± 1.7	5.24
Th	39 ± 21	36.9	30 ± 10	5.86
Y	22 ± 5	77.7	24 ± 4	14.0
La	40 ± 16	42.1	34 ± 12	9.86
Ce	77 ± 37	104	61 ± 16	4.69
Pr	9.2 ± 4.2	11.3	7.6 ± 3.0	—
Nd	33 ± 16	49.3	26 ± 9	6.14
Sm	6.5 ± 3.2	13.7	5.3 ± 1.6	1.44
Eu	0.43 ± 0.12	0.02	0.47 ± 0.06	0.14
Gd	5.2 ± 2.5	14.6	4.4 ± 1.2	1.11
Tb	0.77 ± 0.28	_	0.7 ± 0.1	—
Dy	3.8 ± 1.2	12.5	4.1 ± 0.8	1.42
Но	0.72 ± 0.15	—	0.8 ± 0.1	—
Er	2.1 ± 0.4	7.21	2.1 ± 0.5	0.88
Tm	0.30 ± 0.06	_	0.38 ± 0.07	—
Yb	2.0 ± 0.4	6.01	2.4 ± 0.4	1.02
Lu	0.32 ± 0.06	0.91	0.36 ± 0.07	—
ΣREE	182 ± 82	262	150 ± 46	26.7

Таблица 2. Сопоставление редкоэлементного состава порфировидных биотитовых гранитов ранней фазы Тургинского и Хангилайского массивов в породе и расплаве

Примечание. Состав расплава определен в регомогенизированных стеклах расплавных включений в кварце при помощи масс-спектрометрии вторичных ионов (SIMS) (Cameca IMS-4f, ЯФ ФТИАН РАН, г. Ярославль). F – в мас. %, редкие элементы – в г/т, прочерк – нет данных.

рис. 5, в ряду дифференциатов рудоносных массивов происходит последовательное уменьшение кремнекислотности в среднем от 73.6 до 70.5 мас. % при синхронном возрастании глиноземистости (от 14.0 до 15.6 мас. %) и суммарного содержания щелочей (от 8 до 10 мас. % (Na₂O + K₂O)). В лейкогранитах Тургинского массива, напротив, несколько увеличивается содержание кремнезема в среднем от 74.3 до 75.5 мас. % при уменьшении глиноземистости от 13.8 до 12.06 мас. % в протолитионитовых гранитах и слабом возрастании суммарного количества щелочей от 8.0 до 8.7 мас. % с инверсией преобладающей роли Na в амазонитовых гранитах.

Как видно из табл. 1 и рис. 6, 7, в ряду дифференциатов пород Тургинского массива наблюдается некоторое увеличение содержаний Li, F, Rb, Ta, Nb, менее значительное по сравнению с рудоносными массивами. Поэтому на большинстве рассматриваемых диаграмм в качестве конечных диф-



Рис. 5. Состав и характер эволюции рядов дифференциатов пород Тургинского, Хангилайского, Орловского массивов, амазонитовых гранитов Этыкинского и Ачиканского массивов на классификационной петрохимической диаграмме.

Тургинский массив: 1 – порфировидные биотитовые граниты, 2 – протолитионитовые граниты, 3 – амазонитовые граниты; Хангилайский и Орловский массивы: 4 – биотитовые граниты, 5 – протолитионитовые граниты, 6 – порфиробластовые граниты, 7 – амазонитовые граниты; Этыкинский массив: 8 – амазонитовые граниты; Ачиканский массив: 9 – амазонитовые граниты.

ференциатов выступают амазонитовые граниты Этыкинского, Ачиканского и Орловского массивов. При этом особенностью дифференциации лейкогранитов Тургинского массива является резкое снижение содержаний Sr и Ba на самом раннем этапе развития системы. Так, в биотитовых гранитах содержание Sr составляет 102 ± 17 г/т, в протолитионитовых уменьшается до 12 ± 5 г/т. Содержание Ва снижается от 188 \pm 73 до 22 \pm 9 г/т. Как видно из сопоставления рядов дифференциатов Тургинского, Хангилайского и Орловского массивов (рис. 6), в процессе резкого уменьшения содержания Sr в Тургинском массиве не происходит синхронного накопления Rb, которое характерно для рудоносных массивов (Сырицо и др., 1989). В сравниваемых массивах различным является характер накопления лития и фтора. Рудоносные массивы характеризуются как изначальной обогащенностью этими элементами, так и на порядок большим их концентрированием в амазонитовых гранитах: в Тургинском массиве -483 ± 168 г/т Li₂O и 0.17 ± ± 0.06 мас. % F, в Орловском массиве – 3054 \pm \pm 750 г/т Li₂O и 1.11 \pm 0.32 мас. % F.

Специфической особенностью Тургинского массива является резкое увеличение в протолитионитовых гранитах, по сравнению с биотитовы-

ПЕТРОЛОГИЯ том 29 № 1 2021

ми, содержаний Zr, Hf, REE, в меньшей мере U и Th, что не характерно для процессов дифференциации рудоносных редкометальных плюмазитовых гранитов изучаемого региона (табл. 1). Так, в протолитионитовых гранитах Тургинского массива суммарное содержание REE и Zr составляет 407 и 332 г/т, в то время как в биотитовых гранитах – 134 и 58 г/т соответственно. В протолитионитовых гранитах Орловского массива суммарное содержание REE составляет 157 г/т, а Zr – 39 г/т. При этом редкометальные граниты Тургинского массива, в отличие от рудоносных массивов, характеризуются резким преобладанием в них легких REE. Как видно из рис. 8, максимальное накопление REE, особенно легких, фиксируется в протолитионитовых гранитах главной фазы. В то время как в рудоносных массивах, например Орловском, в процессе дифференциации происходит последовательное снижение суммарного содержания REE, при выравнивании La/Yb отношения ("птицеобразный" мотив распределения), увеличивается величина отрицательной Eu-аномалии, растет степень проявления тетрад-эффектов (Баданина и др., 2010).



Рис. 6. Концентрации Rb и Sr в рядах дифференциатов пород Тургинского, Хангилайского, Орловского массивов.

Породы шахтаминского комплекса: 1 – Тургинский массив, 2 – Хангилайский интрузив; 3–9 – породы кукульбейского комплекса: Тургинский массив: 3 – порфировидные биотитовые граниты, 4 – протолитионитовые граниты, 5 – амазонитовые граниты; Хангилайский и Орловский массивы: 6 – биотитовые граниты, 7 – протолитионитовые граниты, 8 – порфиробластовые граниты, 9 – амазонитовые граниты. Стрелками показаны тренды фракционирования Li-F гранитов Орловского и Тургинского массивов.

ТЕМПЕРАТУРНЫЙ РЕЖИМ ФОРМИРОВАНИЯ ТУРГИНСКОГО МАССИВА

Для Тургинского массива установлен нестандартный температурный режим формирования, связанный с повышением температуры расплавов на этапе образования протолитионитовых гранитов главной фазы. Учитывая важность этого параметра, оценка температуры кристаллизации пород проводилась с использованием различных геотермометров, в том числе по степени насыщения силикатного расплава Zr (Watson, Harrison, 1983; Salehi et al., 2014), уровню концентрации Ті в цирконе – геотермометр "Ti-in-zircon" (Ferry, 2007), морфологии циркона (Pupin, 1980), коэффициенту распределения Gd в сосуществующих монаците и ксенотиме (Gratz, Heinrich, 1998). Как показали выполненные исследования, перепад температур кристаллизации протолитионитовых гранитов относительно биотитовых гранитов по данным разных независимых методов варьирует от 50 до 100°С. Наиболее полные данные были получены при ис-



Рис. 7. Концентрации Li (а) и F (б) в рядах дифференциатов пород Тургинского, Хангилайского, Орловского, Этыкинского, Ачиканского массивов. Породы шахтаминского комплекса: 1 – Тургинский массив, 2 – Хангилайский интрузив; 3–11 – породы кукульбейского комплекса: Тургинский массив: 3 – порфировидные биотитовые граниты, 4 – протолитионитовые граниты, 5 – амазонитовые граниты; Хангилайский и Орловский массивы: 6 – биотитовые граниты, 7 – протолитионитовые граниты, 8 – порфиробластовые граниты, 9 – амазонитовые граниты; Этыкинский массив: 10 – амазонитовые граниты; Ачиканский массив: 11 – амазонитовые граниты.



Рис. 8. Спектры распределения REE, нормированных к хондриту по (McDonough, Sun, 1995), в рядах диф-ференциатов пород Тургинского (а) и Хангилайского, Орловского (б) массивов.

1 – биотитовые граниты, 2 – протолитионитовые граниты, 3 – порфиробластовые граниты, 4 – амазонитовые граниты.

ПЕТРОЛОГИЯ том 29 № 1 2021

пользовании первого из упомянутых геотермометров. Как представлено в табл. 3, в соответствии с этим геотермометром для порфировидных биотитовых гранитов ранней фазы установлена температура кристаллизации в интервале 710–740°С, для протолитионитовых гранитов главной фазы – 810–850°С, для амазонитовых гранитов заключительной фазы – 720–755°С. Следует отметить также, что тургинские амазонитовые граниты являются наиболее высокотемпературными из всех рассмотренных на территории Восточного Забайкалья. Наиболее низкими температурами кристаллизации (600–710°С) отличаются амазонитовые граниты вые граниты Орловского массива.

ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ

Определение возрастных соотношений пород, входящих в состав Тургинского массива, проводилось на основе изучения Rb-Sr и Sm-Nd изотопных систем валового состава пород. Эти исследования выполнены В.С. Абушкевичем в ИГГД РАН. Для оценки времени формирования пород шахтаминского комплекса были выделены монофракции породообразующих минералов (КПШ, плагиоклаз, амфибол, биотит) и вал породы из представительной пробы граносиенита, наиболее распространенного среди пород этого комплекса (пр. Ту-815). К сожалению, полученные изотопные составы Rb и Sr указанных минералов и вала породы образуют на диаграмме ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr- ⁸⁷Rb/⁸⁶Sr большой разброс, не позволяющий построить единую изохрону. Тем не менее эти данные заслуживают внимания (табл. 4). Так, плагиоклаз и калиевый полевой шпат дают указание на возраст в 159 млн лет, что близко соответствует времени формирования граносиенитов главной фазы — типичной породы шахтаминского комплекса – 158 ± 1 млн лет при IR_(Sr) = 0.7068 ± 0.0002 (Сырицо и др., 1999), в то время как возраст кристаллизации амфибола и биотита попадает в интервал формирования кукульбейского комплекса – 132 млн лет. Полученные таким образом предварительные данные в целом соответствуют двум возрастным этапам развития монцонитоидного и лейкогранитового магматизма в регионе Восточного Забайкалья. При этом лейкогранитовый расплав мог вызвать прогрев вмещающих монцонитоидов, что сказалось прежде всего на изотопном составе биотита и амфибола. Кроме того, у биотита из всех проанализированных минералов самая низкая температура закрытия изотопной системы порядка 300°С. В то время как полевые шпаты, являясь основными концентраторами стронция в этих породах, могли не зафиксировать нарушение закрытости системы. Полученное значение первичного ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr отношения для пород шахтаминского комплекса составляет 0.7081, что совпадает с опубликованными данными (Сырицо, 2002).

Массир		- -	Гемпература	кристаллизаг	ции пород, ° C	2
Массив	т азновидность пород	1	2	3	4	5
	Moi	нцониты шау	таминского	комплекса		
	Гранодиориты, граносиениты	780-800	765-785	750-850	—	—
	Г	раниты кукул	ьбейского ко	омплекса		
Тургинский	Порфировидные биотитовые	710-740	705-750	600-700	810	720-800
	Протолитионитовые	810-850	810-855	800-900	852	>820
	Амазонитовые	720-755	730-770	600	754	700-800
Этыкинский	Амазонитовые	710-770	710-780	600	695	—
Хангилайский	Биотитовые	730-790	730-780	600-750	- (*)	_
Орловский	Протолитионитовые	695-780	700-770	600-750	730-770	620
	Порфиробластовые	630-680	630-700	600	740	_
	Амазонитовые	600-710	650-700	_	—	—

Таблица 3. Температуры кристаллизации дифференциатов Тургинского, Этыкинского, Хангилайского, Орловского массивов

Примечание. Геотермометры: по степени насыщения силикатного расплава Zr, 1 - по (Watson, Harrison, 1983), 2 - по (Salehi et al., 2014); 3 - морфология циркона (Pupin, 1980); <math>4 - "Ti-in-zircon" (Ferry, 2007) применялся при содержании Ti ≤ 30 г/т, (*) – содержание Ti в цирконе превышает допустимое значение для расчета; 5 - коэффициент распределения Gd в сосуществующих монаците и ксенотиме по (Gratz, Heinrich, 1998).

Таблица 4. Изотопный состав Rb и Sr в минералах из граносиенитов шахтаминского комплекса

Проба	Минерал	Rb , мкг/г	Sr, мкг/г	⁸⁷ Rb/ ⁸⁶ Sr	$(^{87}\mathrm{Sr}/^{86}\mathrm{Sr})\pm 2\sigma$
	Вал	147	654	0.6510	0.708169 ± 8
	КПШ	320	842	1.0983	0.709240 ± 6
Ty-815	Плагиоклаз	41.6	821	0.1466	0.707086 ± 9
	Амфибол	14.1	32.6	1.2495	0.709247 ± 6
	Биотит	840	7.70	334.2081	1.331515 ± 12

Таблица 5. Rb-Sr изотопные данные для монцонитоидов шахтаминского и гранитов кукульбейского комплексов Тургинского массива

Разновидности пород	Проба	Возраст, млн лет	Rb, мкг/г	Sr, мкг/г	⁸⁷ Rb/ ⁸⁶ Sr	(⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr)±2σ	$({}^{87}\text{Sr}/{}^{86}\text{Sr})_i$
Гранодиориты, граносиениты	Ty-1943	150	149	630	0.6836	0.707857 ± 4	0.706399
Биотитовые граниты	Ty-540	135	209	108	5.626	0.728385 ± 4	0.717589
Протолитионитовые граниты	Ty-476	135	351	9.01	115.17	0.934269 ± 13	0.713277
Амазонитовые граниты	Ty-542	135	1194	6.00	670.13	2.000388 ± 11	0.714525
	Ty-437	135	708	5.24	422.36	1.524352 ± 9	0.713906

В результате изучения Rb-Sr изотопной системы пород кукульбейского комплекса Тургинского массива (табл. 5, рис. 9) установлено, что биотитовые граниты ранней фазы (пр. Ту-540), протолитионитовые граниты главной фазы (пр. Ту-476) и амазонитовые граниты (пр. Ту-437, Ту-542) по валовым составам соответствуют изохронной модели и имеют возраст формирования массива, равный 133.8 \pm 1.2 млн лет при IR_(Sr) = 0.71768 \pm 22 и СКВО = 1.2 (рис. 9), что свидетельствует о близком временном интервале образования выделенных разновидностей слагающих его пород. Величины первичного отношения стронция IR_(Sr) варьируют от 0.717589 для гранитов ранней фазы до 0.714915 в гранитах главной фазы. Учитывая обзор литературных данных (Костицын и др., 2004;



Рис. 9. Диаграмма в координатах ⁸⁷Rb/⁸⁶Sr-⁸⁷Sr/⁸⁶Sr для валовых проб пород трех интрузивных фаз гранитов Тургинского массива: Ту-540 — порфировидные биотитовые граниты; Ту-476 — протолитионитовые граниты; Ту-437, Ту-542 — амазонитовые граниты.

Абушкевич, Сырицо, 2007), следует отметить, что Тургинский массив является единственным среди массивов редкометальных плюмазитовых гранитов Забайкалья, лейкограниты которого характеризуются сравнительно высоким значением IR_(Sr). Вслед за работами Ю.А. Костицына с соавторами (Костицын и др., 2004) нами были установлены (Абушкевич, Сырицо, 2007) для многих массивов редкометальных плюмазитовых гранитов этого региона весьма низкие величины первичного изотопного отношения стронция IR_(Sr), не превышающие 0.707 (табл. 6).

Изучение Sm-Nd системы (табл. 7) показало, что породы ранней и главной фаз лейкогранитов Тургинского массива характеризуются близким к коровому 147 Sm/ 144 Nd отношением, варьирующим от 0.1237 (ранняя фаза) до 0.1483 (главная фаза). При этом значения величины $\varepsilon_{Nd}(T)$ изменяются в широких пределах от -2.8, характерных для пород ранней фазы, до -0.4, отвечающих главной фазе, в амазонитовых гранитах ее значения соответствуют -1.1 и -0.9. Резкое увеличение отношения ¹⁴⁷Sm/¹⁴⁴Nd происходит в амазонитовых гранитах, где оно достигает 0.1976 (при $\varepsilon_{Nd}(T) = -0.9$), и особенно в амазонитовых гранитах Этыкинского массива -0.2021 (при $\varepsilon_{Nd}(T) = -1.0$), что в сочетании с резкой деплетированностью по Sr, по сравнению с исходными породами, указывает на участие ювенильного компонента при формировании этих пород.

Массив	Метод определения	Возраст, млн лет	$({}^{87}{ m Sr}/{}^{86}{ m Sr})_i$	Литературный источник
Орловский	Rb-Sr	143 ± 2	0.706 ± 5	Костицын и др., 2004;
	U-Pb	141 ± 3		Абушкевич, Сырицо, 2007
Этыкинский	Rb-Sr	142 ± 1	0.708 ± 4	Костицын и др., 2004;
	Rb-Sr	139	0.7152	Сырицо и др., 1999
Тургинский массив, редкометальные граниты	Rb-Sr	134 ± 1	0.71768 ± 0.00022	Абушкевич, неопубл. данные; Абушкевич, Сырицо, 2010
	Rb-Sr	139 ± 2	0.7138	Сырицо и др., 1999
	Rb-Sr	132 ± 4	0.7126 ± 0.0008	Сырицо, 2002
Тургинский массив,	Rb-Sr	158	0.7078	Сырицо и др., 1999
монцонитоиды	Rb-Sr	159 ± 4	0.70674 ± 0.00067	Иванова, неопубл. данные

Таблица 6. Возраст и изотопные характеристики редкометальных гранитов Восточного Забайкалья

Таблица 7. Sm-Nd изотопные данные для гранитов Тургинского массива

Типы гранитов	Проба	Возраст, млн лет	Sm, мкг/г	Nd, мкг/г	¹⁴⁷ Sm/ ¹⁴⁴ Nd	$(^{143}Nd/^{144}Nd) \pm 2\sigma$	$\varepsilon_{\rm Nd}(0)$	$\varepsilon_{\rm Nd}({\rm T})$	Т _{DM,} млн лет
Биотитовые	Ty-540	134	5.43	26.5	0.1237	0.512429 ± 3	-4.1	-2.8	1224
Протолитионитовые	Ty-476	134	9.38	38.2	0.1483	0.512575 ± 7	-1.2	-0.4	1342
Амазонитовые	Ty-542	135	6.291	31.78	0.1197	0.512512	-2.5	-1.1	1037
	Ty-437	135	0.843	2.578	0.1976	0.512592	-0.9	-0.9	_

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Сопоставление лейкогранитов Тургинского массива с амазонитовыми гранитами рудоносных массивов Забайкалья (Этыкинский, Ачиканский, Орловский) вскрывает ряд особенностей состава исходного расплава и путей его дифференциации. При этом в качестве пород, представляющих материнские расплавы, нами рассматриваются биотитовые граниты Хангилайского интрузива.

В истории формирования Тургинского массива принципиальным вопросом является характер возрастного соотношения лейкогранитов кукульбейского комплекса и вмещающих шахтаминских монцонитоидов, а в пределах первого комплекса — взаимоотношение трех выделяемых в нем разновидностей пород, представленных порфировидными биотитовыми гранитами, протолитионитовыми гранитами и амазонитсодержащими гранитами.

Судя по изотопно-геохронологическим данным, массив монцонитоидов шахтаминского комплекса формировался раньше лейкогранитов кукульбейского комплекса (159 и 134 \pm 1 млн лет соответственно). Существующий возрастной интервал в 25 млн лет между внедрением шахтаминских монцонитоидов и кукульбейских лейкогранитов весьма осложняет восприятие идеи Ю.П. Трошина о "формировании биотитовых и амазонитовых гранитов в ореольном пространстве интрузии монцодиоритовой магмы за счет отделения лейкократового Li-F расплава от меланократового остатка" (Трошин и др., 1983). С учетом возрастных соотношений есть основания предполагать обратный характер взаимоотношений этих комплексов, а именно воздействие кукульбейского расплава на породы шахтаминского комплекса. Это проявляется, прежде всего, в нарушении изотопной системы монцонитоидов при внедрении кукульбейского расплава, в результате чего, как указано выше, на диаграмме ⁸⁷Rb/⁸⁶Sr-⁸⁷Sr/⁸⁶Sr точки их составов распределились вдоль двух эрохрон.

Выделение фазности в породах кукульбейского комплекса Тургинского массива было проведено нами достаточно условно. Особенно неоднозначно положение порфировидных биотитовых гранитов. С одной стороны, эти породы по физиографии, составу пород, слюд, акцессорных минералов весьма сходны с типичными биотитовыми гранитами кукульбейского комплекса, материнскими для рядов дифференциатов редкометальных плюмазитовых гранитов, завершающихся образованием рудоносных амазонитовых гранитов. С другой стороны, при петрохимическом сходстве состав расплава этих пород заметно обогащен (на порядок концентрации) суммарным содержанием REE, Zr, и главное – прослеживается приуроченность этих пород исключительно к апикальной части массива. Такая ситуация возможна при условии более позднего внедрения расплава протолитионитовых гранитов в виде нового для Забайкалья интрузивного комплекса повышенной шелочности и нестандартной для Забайкалья геохимической REE-Nb-Zr-Th специализации. В результате этого биотитовые граниты ранней фазы остаются в виде останцов в апикальной части массива. При этом скачок температуры кристаллизации протолитионитовых гранитов относительно более ранних биотитовых гранитов составляет от 50 до 100°С. Этот процесс сопровождается существенным накоплением в породах характерной ассоциации тугоплавких элементов (B Γ/T): REE 337 ± 93, Zr 270 ± 59, Th 72 ± 31, U 16 ± 6, что противоречит классической схеме фракционирования плюмазитовых Li-F систем, согласно которой в этом процессе наблюдается, напротив, постепенное снижение концентрации указанных элементов.

Сравнение порфировидных биотитовых гранитов Тургинского массива с аналогичными гранитами Хангилайского интрузива показывает близость их петрохимического состава и существенное различие в содержании ряда литофильных элементов, прежде всего Li, F, Sr, Ba, при сходной концентрации Rb, Ta, Nb. Более показательно различие в составе расплавов (табл. 2). Так, расплав Тургинского массива изначально обогащен на порядок REE, в меньшей мере U, Th, Y, в то время как в расплаве Орловского массива установлены более высокие содержания лития и бора по сравнению с расплавом лейкогранитов Тургинского массива. Сопоставление рядов дифференциатов изучаемых массивов вскрывает как общие закономерности эволюции их составов, так и отличительные черты. Общей закономерностью эволюции состава является уменьшение содержаний Mg, Ti, Са, накопление характерной ассоциации литофильных редких элементов – Li, Rb, Cs, F, Ta, Nb, Sn. Различие заключается в значительно более низких их содержаниях в Тургинском массиве. Однако главную особенность дифференциации Тургинского массива составляет принципиально иной характер распределения петрогенных элементов – Si, Al, суммарного содержания щелочей. Как видно из рис. 5, в ряду дифференциатов рудоносных массивов происходит последовательное уменьшение кремнекислотности при возрастании глиноземистости и щелочности (Na₂O + K_2O). В Тургинском массиве, напротив, увеличивается содержание кремнезема при некотором уменьшении глиноземистости и отсутствии накопления щелочей. В результате тренды дифференциации рудоносных массивов и Тургинского массива характеризуются принципиально различной направленностью.

Различия фиксируются также в составе минералов, форм их выделения, появлении новых фаз.



Рис. 10. Различный характер эволюции состава литиево-железистых слюд Тургинского и Орловского массивов на диаграмме минальных составов (Козлов и др., 1978).

Слюды Тургинского массива: шахтаминский комплекс, гранодиориты: 1 — биотит; кукульбейский комплекс: биотитовые граниты: 2 — биотит, протолитионитовые граниты: 3 — Li-сидерофиллит, амазонитовые граниты: 4 — циннвальдит; слюды Орловского массива: биотитовые граниты: 5 — биотит; протолитионитовые граниты: 6 — Li-сидерофиллит. Стрелки отражают различные тенденции эволюции состава слюд. Ист — истонит, Фл — флогопит, Сдф — сидерофиллит, Анн — аннит.

Так, слюда аннит-сидерофиллитового состава замещается в лейкогранитах Тургинского массива более железистым литийсодержащим сидерофиллитом-протолитионитом (рис. 10), что объясняется общим повышением содержания железа в этой породе. Различие между ранней и главной фазами достигает 2 мас. % суммарного содержания оксида железа. Выделившееся железо проявляется в виде специфических кайм нарастания гематита на акцессорный торит (см. рис. 3). Подъем температуры определил появление в этой разновидности пород высокотемпературного морфотипа циркона с обильным проявлением специфического двойникования, что, по мнению ряда исследователей, служит индикатором резкого изменения условий минералообразования и, прежде всего, повышения щелочности и температуры кристаллизации флюидонасыщенного расплава (Мачевариани, 2015). И, наконец, для протолитионитовых гранитов характерно образование специфического набора акцессорных минералов, отражающих новую для редкометальных плюмазитовых гранитов Забайкалья геохимическую специализацию (Th, U, REE, Zr), ассоциация которых не типична для рудоносных массивов подобных гранитов изучаемого региона (Иванова, Сырицо, 2019). К их

ПЕТРОЛОГИЯ том 29 № 1 2021

числу относятся: высокожелезистый колумбит, минералы системы торит-ксенотим-циркон-коффинит, минералы групп пирохлора и самарскита, фториды, фторкарбонаты и силикаты REE. Акцессорные минералы такого типа являются типоморфными для подщелоченных расплавов агпаитового ряда (Савельева и др., 2016; Владыкин и др., 2016). Накопление в их составе легких REE и СО2 роднит их с минерализацией в агпаитовых породах. Подобная акцессорная минерализация известна в амазонитовых гранитах Северного Тянь-Шаня (Луговской и др., 1972). Флюоцерит одного из этих массивов – Курментинского – был детально описан Л.Г. Фельдманом с соавторами (1973). В этой работе предлагается рассматривать флюоцерит в качестве типоморфного минерала нового геохимического подтипа колумбитоносных амазонитовых гранитов повышенной щелочности. При этом отмечается, что "флюоцерит более характерен для плюмазитовых пород (хотя и несколько повышенной щелочности)", а для агпаитовых гранитоидов типоморфным минералом является гагаринит.

Сопоставление Тургинского и Курментинского массивов вскрывает черты сходства и различия в составе и условиях их формирования. Прежде всего, следует отметить принципиальное сходство в тектонической обстановке проявления магматизма - тектоно-магматической активизации областей завершенной складчатости. Другой особенностью, заслуживающей внимания, является наличие в составе терригенно-осадочного чехла вмещающих пород обоих рассматриваемых массивов существенной доли карбонатных пород, с проявлением интенсивной флюоритизации в апикальной части массивов. Это особенно характерно для Тургинского массива, ареал которого изобилует флюоритовыми рудопроявлениями, в том числе в 7 км от него находится известное Калангуйское месторождение флюорита. Весьма показательное отличие минерального состава сравниваемых массивов проявляется в отсутствии в Тургинском массиве топаза и snow-ball кварца, типичных для пород Курментинского массива. Кроме того, при сходной традиционной тенденции уменьшения магнезиальности, основности, накопления фтора и редких щелочных элементов для Тургинского массива характерна принципиально иная схема дифференциации главных петрогенных элементов. В отличие от рудоносных массивов Забайкалья и сходного с ними Курментинского массива, здесь не происходит уменьшения кремнекислотности, увеличения глиноземистости и общей щелочности.

Обобщение полученных данных по лейкогранитам Тургинского массива и сопоставление с другими массивами амазонитовых гранитов показывает, что рассматриваемые массивы в региональном плане располагаются в едином геотектоническом блоке, гранитоидный магматизм которого соответствует этапу тектоно-магматической активизации. На дискриминационных геохимических диаграммах Дж. Пирса (Pearce et al., 1984) и Н. Харриса и др. (Harris et al., 1986) (рис. 11) составы редкометальных плюмазитовых гранитов Восточного Забайкалья образуют весьма компактное поле, тяготеющее к границе раздела синколлизионных и внутриплитных обстановок, что может соответствовать началу посторогенного их развития с сохранением черт, присущих коллизионному режиму. Точки составов пород Тургинского массива ложатся в поле посторогенных гранитоидов и на диаграмме П. Маниара и П. Пикколи (Maniar, Piccoli, 1989) (рис. 4). Однако эти лейкограниты отличаются от пород других массивов повышенной железистостью. что особенно проявляется в высокожелезистом составе слюд (Li-содержащих сидерофиллитов) и обогащением высокозарядными элементами (REE, Nb, Hf, Zr, Th, U). В сочетании с низкими концентрациями Sr, P, Ti указанные особенности состава, определяющие резкие минимумы на мультиэлементных спектрах, являются характерными признаками А-типа гранитов (Гребенников, 2014; Туркина, 2014). Такое представление подтверждается положением их состава на диаграммах Дж. Маеды (Maeda, 1990) (рис. 4), Дж. Вэйлина (Whalen et al., 1987) и А.В. Гребенникова (Гребенников, 2014) (рис. 12), позволяющих выделить граниты А-типа. При этом заслуживает внимания то обстоятельство, что в поле А-типа гранитов ложатся только протолитионитовые и амазонитовые граниты Тургинского массива, в то время как порфировидные биотитовые граниты ранней фазы располагаются на рис. 4 в поле гранитов S-типа и совместно с редкометальными плюмазитовыми гранитами рудоносных массивов в поле фракционированных гранитов (FG на рис. 12). Согласно дискриминационной диаграмме для классификации магматических пород А-типа на основе петрохимического состава (рис. 12в), лейкограниты Тургинского массива приурочены к полю А₂ – "кислые магматические ассоциации, проявленные в геодинамических условиях внутри- и окраинно-континентального типов" (Гребенников, 2014), при этом локализация их соответствует обстановке внутриконтинентальных рифтов и областей континентальных горячих точек. Это обстоятельство согласуется с геодинамическими реконструкциями (Коваленко и др., 2002; Ярмолюк и др., 2003), согласно которым магматизм в пределах Центрально-Азиатского складчатого пояса контролировался Центрально-Азиатским горячим полем мантии, обусловившим появление группы горячих точек, т.е. мантийных плюмов.

Согласно выполненному исследованию Тургинский массив амазонитовых гранитов представляет собой нехарактерный для Забайкалья геохимиче-



Рис. 11. Составы изучаемых редкометальных гранитов на дискриминационных диаграммах Дж.Пирса и др. (Pearce et al., 1984) (а) и Н. Харриса и др. (Harris et al., 1986) (б).

Породы шахтаминского комплекса: 1 — Тургинский массив, 2 — Хангилайский интрузив; 3–11 — породы кукульбейского комплекса: Тургинский массив: 3 — порфировидные биотитовые граниты, 4 — протолитионитовые граниты, 5 — амазонитовые граниты; Хангилайский и Орловский массивы: 6 — биотитовые граниты, 7 — протолитионитовые граниты, 8 — порфиробластовые граниты, 9 — амазонитовые граниты; Ачиканский массив: 10 — амазонитовые граниты; Ачиканский массив: 11 — амазонитовые граниты.

ский подтип редкометальных гранитов, в котором, при сходной с рудоносными массивами (Орловский, Этыкинский массивы) плюмазитовости петрохимического состава, проявляется рудная и акцессорная минерализация, типичная для агпаитовых пород и отражающая REE-Zr-Th специализацию пород. В составе этих минералов



ПЕТРОЛОГИЯ том 29 № 1 2021

здесь установлены Fe-колумбит, минералы групп пирохлора и самарскита, минералы изоструктурной группы циркон-ксенотим-ториткоффинит, флюоцерит, бастнезит и паризит. Амазонитовые граниты Тургинского массива являются производными протолитионитовых гранитов, соответствующих по химизму пород и слюд А-типу гранитов. Специфика их происхождения и отличие от классических плюмазитовых Li-F гранитов региона помимо различной геохимической специализации проявляется в значительно более высоких температурах кристаллизации, повышенном значении первичного изотопного отношения стронция (IR_(Sr) = 0.71468 ± 22 вместо IR_(Sr) = 0.707, характерного для известных массивов редкометальных гранитов).

В различных вариантах классификации редкометальных гранитов, исходя из разных принципов, лейкограниты, подобные Тургинским, уже выделялись ранее. Так, в соответствии с парагенетическим анализом, А.А. Беусом с соавторами (1962) выделялся биотит-альбитовый тип апогранитов с минералами Nb и Zr (малакон, Fe-колумбит). Исходя из геохимической специализации и состава акцессорных минералов, А.М. Гребенниковым (1971) среди Li-F гранитов Забайкалья выделялись вольфрамоносные, танталоносные и ниобий-фтороносные типы редкометальных гранитов с малаконом, флюоритом, Fe-колумбитом. С.М. Бескин и Ю.Б. Марин (1999) на примере массивов Майкуль, Турга, Биту-Джида выделили сидерофиллит-амазонитовые редкометальные граниты с колумбитом, касситеритом, цирконом и, тем не менее, ошибочно отметили их потенциальную рудоносность на Та и Sn. Выделенному нами гибридному подтипу ближе всего соответствуют амазонитовые редкометальные граниты Северного Тянь-Шаня, изученные Г.П. Луговским и Л.Г. Фельдманом с соавторами (1972, 1973) и классифицированные как геохимический подтип плюмазитовых амазонитсодержащих колумбито-

Рис. 12. Составы пород Тургинского, Хангилайского, Орловского массивов на диаграммах Дж. Вейлина (Whalen et al., 1987) (а, б) и на тройной петрогенетической диаграмме А.В. Гребенникова (Гребенников, 2014) (в).

Тургинский массив: 1 — порфировидные биотитовые граниты, 2 — протолитионитовые граниты, 3 — амазонитовые граниты; Хангилайский и Орловский массивы: 4 — биотитовые граниты, 5 — протолитионитовые граниты, 6 — порфиробластовые граниты, 7 — амазонитовые граниты; Этыкинский массив: 8 — амазонитовые граниты. Поля на диаграммах: А — граниты А-типа; FG — фракционированные граниты; OGT — нефракционированные граниты М-, I- и S-типов; A_1 — поле кремнекислых пород внутриплитных геодинамических обстановок: океанических островов и континентальных рифтов; A_2 — кислые магматические ассоциации, проявленные в геодинамических условиях внутри- и окраинно-континентального типов.

носных гранитов повышенной щелочности с фторидами и фторкарбонатами редких земель.

На данном этапе исследований, с учетом особенностей Тургинского массива, допускаются два возможных сценария развития событий в процессе его формирования. Согласно первому, можно предположить, что монцонитоидный расплав шахтаминского комплекса внедрялся, как и в целом по региону, около 159 млн лет назад. Спустя примерно 20 млн лет на этом участке произошло внедрение кукульбейского расплава, типичного для изучаемого региона (порядка 140 млн лет), что обусловило прогрев и, как описано выше, повторное открытие изотопной системы монцонитоидов, вызвавшее нарушение изотопного состава. Несколько позднее (134 \pm 1 млн лет) можно допустить внедрение нового. более молодого комплекса повышенной щелочности с REE-Nb-Zr-Th-U геохимической специализацией. В таком случае биотитовые граниты, выделяемые нами весьма условно в виде ранней фазы, можно рассматривать в виде реликтов более раннего лейкогранитового комплекса. Положение этих пород на общей изохроне кукульбейской составляющей Тургинского массива (см. рис. 9) можно объяснить воздействием на изотопную систему более позднего расплава. Такое представление объясняет необычное положение биотитовых гранитов в виде останцов в апикальной части массива. Проверка этой модели потребует детального изотопно-геохронологического изучения на минеральном уровне и более тщательного исследования состава расплавных включений и оценки роли фтора и СО₂ в процессах преобразования расплава (Чевычелов, 2019; Шаповалов и др., 2019).

Более сложным представляется второй вариант модели формирования Тургинского массива, согласно которому допускается вероятность воздействия ювенильной субстанции, способной к тепловому и вещественному воздействию. В изучаемом регионе в качестве такой субстанции можно представить базальтоидные расплавы шошонит-латитового ряда, известные в виде акатуевского комплекса. Судя по данным Л.В. Таусона с соавторами (1984), эти расплавы отличаются высокой щелочностью, аномально высоким содержанием фтора, сопоставимым с содержанием в лейкогранитах кукульбейского комплекса, высоким суммарным содержанием REE (150–480) г/т), циркония (среднее содержание для забайкальской латитовой серии — 311 г/т), гафния (7.4 г/т), ниобия (15.6 г/т), тантала (1.0 г/т). He случайно в рудных узлах, связанных с редкометальными гранитами, интенсивно развиваются полихронные дайковые пояса с участием субщелочных базальтоидных пород (Трошин и др., 1983; Абушкевич, Сырицо, 2007), которые предшествуют, сопровождают и завершают формирование массивов редкометальных плюмазитовых гранитов. В этом варианте в качестве причины появления в редкометальных плюмазитовых гранитах Тургинского массива специфической акцессорной минерализации, и в том числе обилия фторидов и фторкарбонатов REE, можно рассматривать воздействие базитовых расплавов, и прежде всего, влияние фтора на вмещающие карбонатные породы. Для верификации такого представления необходимо изучение геохимии карбонатных толщ и изотопии углерода установленных фторкарбонатных акцессорных минералов.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Среди массивов рудоносных амазонитсодержаших Li-F гранитов Восточного Забайкалья (Орловский, Этыкинский, Ачиканский) Тургинский массив выделяется, прежде всего, наличием темноокрашеннных высокожелезистых слюд и отсутствием сколь-либо значимого накопления традиционных для редкометальных гранитов этого региона редких элементов – Та и Li. Отличие изученных пород от типичных Li-F гранитов региона составляет отсутствие топаза, структур snow-ball кварца, высокожелезистый состав слюд (Li-сидерофиллит) и более высокая температура кристаллизации: протолитионитовые граниты -810-850°С, амазонитовые граниты – 720-750°С, в отличие от 600-710°C, характерных для амазонитовых гранитов Орловского массива. Парадокс состава лейкогранитов Тургинского массива заключается в том, что породы на всем протяжении фракционирования остаются равнозначно плюмазитовыми, A/CNK варьирует от 1.00 до 1.25, в то время как геохимическая специализация (Zr, REE, Nb, Th, U), состав акцессорных и рудных минералов соответствуют агпаитовому типу редкометальных гранитов, не характерному для Li-F гранитов региона. Особенность химического фракционирования в этом массиве заключается в том, что здесь не происходит традиционной для плюмазитовых редкометальных гранитов инверсии в системе кремнекислотность → глиноземистость и прогрессирует геохимическая специализация в виде обогащения высокозарядными элементами (REE, Zr, Th, Nb, U). В гранитах этого массива установлено обилие редких фторидов (флюоцерит), фторкарбонатов (бастнезит, паризит) и силикатов (алланит, иттриалит) редкоземельных элементов, минералов изоструктурной группы торит-ксенотим-циркон-коффинит в системе REE-Y-Zr-Th-U-силикат-фосфатов, а также (Y, REE, U, Th)-(Nb, Ta, Ti)-оксидов (пирохлор, самарскит, Fe-Nb колумбит).

Согласно изотопно-геохронологическим исследованиям (Rb-Sr изотопная система), возраст формирования массива монцонитоидного комплекса соответствует 159 млн лет (шахтаминский комплекс), в то время как для пород лейкогранитового комплекса Тургинского массива получена единая изохрона с возрастом 134 ± 1 млн лет, что соответствует возрасту формирования кукульбейского комплекса.

Особенности состава гранитов Тургинского массива, проявляющиеся в высокой железистости слюд (Li-сидерофиллит), в обогащении высокозарядными элементами, в низких концентрациях Sr, P, Ti позволяют относить эти породы к гранитам А-типа в отличие от традиционных Li-F гранитов региона, классифицируемых как граниты S-типа.

Результаты выполненных исследований дают основание рассматривать Li-F граниты Тургинского массива в качестве особого подтипа амазонитсодержащих гранитов плюмазитового состава с агпаитовой акцессорной и рудной минерализацией.

Благодарности. Авторы признательны В.С. Абушкевичу за предоставленные материалы по изотопно-геохронологическим исследованиям Тургинского массива, а также В.М. Саватенкову за помощь в проведении изотопно-геохронологического исследования пород шахтаминского комплекса. Особенная благодарность А.А. Спиридонову, собравшему коллекцию каменного материала и выполнившему в свое время геохимическое опробование Тургинского интрузива, что послужило основой настоящего исследования. Авторы весьма признательны рецензентам В.В. Ярмолюку и В.С. Антипину, чья работа помогла заметно улучшить статью.

Источники финансирования. Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ (проект № 18-05-00957) и немецкой службы академических обменов DAAD. Исследования проводились с использованием оборудования Научного Парка СПбГУ. В статье частично использованы материалы, полученные в ходе работ по проекту РФФИ № 13-05-01057.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Абушкевич В.С., Сырицо Л.Ф. Изотопно-геохимическая модель формирования Li-F гранитов Хангилайского рудного узла в Восточном Забайкалье. СПб.: Наука, 2007. 148 с.

Абушкевич В.С., Сырицо Л.Ф. Ювенильная компонента в изотопных системах (Sr, Nd) редкометальных гранитов полиформационных интрузивов (Восточное Забайкалье) // Новые горизонты в изучении процессов магмо- и рудообразования. Материалы научной конференции. М.: ИГЕМ РАН, 2010. С. 326–327.

Баданина Е.В., Сырицо Л.Ф., Волкова Е.В. и др. Состав расплава Li-F гранитов и его эволюция в процессе формирования рудоносного Орловского массива в Восточном Забайкалье // Петрология. 2010. Т. 18. № 2. С. 139–167.

Березовиков И.П., Лаврушин В.В. Отчет о результатах поисковых и поисково-оценочных работ на флюорит в районе действующего рудника Калангуй (участки Джидоканский и Дутурульский) за 1966–72 и 1976–82 гг. Инв. № 15288. Чита: ПГО Читагеология, 1983. 209 с.

Бескин С.М., Марин Ю.Б., Матиас В.В., Гаврилова С.П. Так, что же такое "редкометальный гранит"?: история вопроса, терминология, типы, суждение о генезисе // ЗВМО. 1999. Ч. 128. № 6. С. 28.

Владыкин Н.В., Алымова Н.В., Перфильев В.В. Геохимические особенности редкометальных гранитов Зашихинского массива, Восточный Саян // Петрология. 2016. Т. 24. № 5. С. 554–568.

Гордиенко И.В., Метелкин Д.В., Ветлужских Л.И. Строение Монголо-Охотского складчатого пояса и проблема выделения Амурского микроконтинента // Геология и геофизика. 2019. Т. 60. № 3. С. 318–341.

Гребенников А.М. Вольфрамоносные, танталоносные и ниобий-фтороносные типы гранитоидов и сопровождающие их продуктивные формации (на примере Восточного Забайкалья) // Минералогия и геохимия вольфрамовых месторождений. Л.: Изд-во Ленинградского ун-та, 1971. С. 51–59.

Гребенников А.В. Гранитоиды А-типа: проблемы диагностики, формирования и систематики // Геология и геофизика. 2014. Т. 55. № 9. С. 1356–1373.

Зарайский Г.П., Аксюк А.М., Девятова В.Н. и др. Цирконий-гафниевый индикатор фракционирования редкометальных гранитов // Петрология. 2009. Т. 17. № 1. С. 28–50.

Иванова А.А., Сырицо Л.Ф. Особенности акцессорной минерализации Тургинского массива амазонитсодержащих Li-F гранитов в Восточном Забайкалье и ее петрогенетическое значение // Материалы X Всероссийской молодежной научной конференции "Минералы: строение, свойства, методы исследования". Екатеринбург: Институт геологии и геохимии УрО РАН, 2019. С. 94–96.

Иванова А.А., Сырицо Л.Ф., Баданина Е.В., Сагитова А.М. Циркон полиформационного Тургинского массива с амазонитовыми гранитами (Восточное Забайкалье) и его петрогенетическое значение // ЗРМО. 2018. Ч. 147. № 6. С. 1–21.

Коваленко В.И., Ярмолюк В.В., Владыкин Н.В. и др. Эпохи формирования, геодинамическое положение и источники редкометального магматизма Центральной Азии // Петрология. 2002. Т. 10. № 3. С. 227–253.

Козлов В.Д., Свадковская Л.Н., Карпов И.К. Слюды магматитов Забайкалья (вопросы генезиса и рудоносности гранитоидов). Новосибирск: Наука, 1978. 148 с.

Костицын Ю.А., Зарайский Г.П., Аксюк А.М., Чевычелов В.Ю. Rb-Sr изотопные свидетельства генетической общности биотитовых и Li-F гранитов на примере месторождений Спокойнинское, Орловское и Этыкинское (Восточное Забайкалье) // Геохимия. 2004. № 9. С. 940–948.

Луговской Г.П., Mamuac B.B., Тимофеев И.Н., Фельдман Л.Г. Строение массивов редкометальных гранитов

ПЕТРОЛОГИЯ том 29 № 1 2021

и особенности их генезиса // Редкометальные граниты и проблемы магматической дифференциации. М.: Недра, 1972. С. 131–161.

Мачевариани М.М. Типоморфные особенности циркона гранитоидов Верхнеурмийского массива (Приамурье). Дисс. ... канд. геол.-мин. наук. СПб.: Национальный минерально-сырьевой университет "Горный", 2015. 149 с.

Объяснительная записка к государственной геологической карте, лист М-50-IX (Калангуй). СПб: Изд-во СПб картографич. ф-ки ВСЕГЕИ, 2001. 159 с.

Пушкарев Ю.Д., Сырицо Л.Ф., Беляцкий Б.В. Начальные изотопные составы Sr, Pb, Nd в Li-F гранитах Забайкалья как свидетельство присутствия в них мантийного компонента // XV симпозиум по геохимии изотопов. Москва. Тез. докл. 1997. С. 232–233.

Савельева В.Б., Базарова Е.П., Хромова Е.А., Канакин С.В. Фториды и фторкарбонаты в породах Катугинского комплекса (Восточная Сибирь) как индикаторы геохимических условий минералообразования // ЗРМО. 2016. Т. 145. № 2. С. 1–19.

Сырицо Л.Ф. Мезозойские гранитоиды Восточного Забайкалья и проблемы редкометального рудообразования. СПб.: Изд-во СПб. ун-та, 2002. 357 с.

Сырицо Л.Ф., Спиридонов А.А., Топорский В.Н. Уровни концентрации Rb и Sr как геохимические индикаторы развития внегеосинклинального магматизма Восточного Забайкалья // Геохимия. 1989. № 9. С. 1258–1269.

Сырицо Л.Ф., Шергина Ю.П., Баданина Е.В. и др. Мезозойские интрузивные серии Забайкалья и проблемы их петрогенезиса // Вестн. СПб. ун-та. 1999. Сер. 7. Вып. 4. № 28. С. 82–88.

Таусон Л.В. Геохимические типы и потенциальная рудоносность гранитоидов. М.: Наука, 1977. 280 с.

Таусон Л.В., Антипин В.С., Захаров М.Н. и др. Геохимия мезозойских латитов Забайкалья. Новосибирск: Наука, 1984. 213 с.

Трошин Ю.П. Геохимия летучих компонентов в магматических породах, ореолах и рудах Восточного Забайкалья. Новосибирск: Наука, 1978. 172 с.

Трошин Ю.П., Гребенщикова В.И., Бойко С.М. Геохимия и петрология редкометальных плюмазитовых гранитов. Новосибирск: Наука, 1983. 182 с.

Туркина О.М. Лекции по геохимии магматического и метаморфического процессов. Новосибирск: РИЦ НГУ, 2014. 118 с.

Фельдман Л.Г., Сурков Б.К., Столярова Т.И. Флюоцерит из редкометальных гранитов Северного Тянь-Шаня и некоторые данные к генетической минералогии фторидов редкоземельных элементов // Тр. Минералогического музея. Новые данные о минералах СССР. М.: Наука, 1973. Вып. 22. 216 с.

Чевычелов В.Ю. Распределение летучих компонентов (Cl, F, CO₂) в водонасыщенных флюидно-магматических системах различного состава // Петрология. 2019. Т. 27. № 6. С. 638–657. Шаповалов Ю.Б., Чевычелов В.Ю., Коржинская В.С. и др. Физико-химические условия образования редкометальных месторождений во фторсодержащих гранитоидных системах по экспериментальным данным // Петрология. 2019. Т. 27. № 6. С. 617–637.

Ярмолюк В.В., Коваленко В.И. Глубинная геодинамика, мантийные плюмы и их роль в формировании Центрально-Азиатского складчатого пояса // Петрология. 2003. Т. 11. № 6. С. 556–586.

Ferry J.M., Watson E.B. New thermodynamic models and revised calibrations for the Ti-in-zircon and Zr-in-rutile thermometers // Contrib. Mineral. Petrol. 2007. V. 154. P. 429–437.

Goldstein S.L., Jacobsen S.B. Nd and Sr isotopic systematics of river water suspended material: implications for crustal evolution // Earth Planet. Sci. Lett. 1988. V. 87. P. 249–65.

Gratz R., Heinrich W. Monazite–xenotime thermometry. III: Experimental calibration of the partitioning of Gd between monazite and xenotime // Europ. J. Mineral. 1998. V. 10. № 3. P. 579–588.

Harris N.B.W., Pearce J.A., Tindle A.G. Geochemical characteristics of collision-zone magmatism // Eds. M.P. Coward, A.C. Ries. Collisions tectonics. Geol. Soc. Spec. Publ. 1986. V. 19. P. 67–81.

Jacobsen S.B., Wasserburg G.J. Sm-Nd isotopic evolution of chondrites and achondrites, II // Earth Planet. Sci. Lett. 1984. V. 67. P. 137–150.

Maeda J. Opening of the Kuril Basin deduced from the magmatic history of central Hokkaido, North Japan // Tectonophysics. 1990. V. 174. P. 235–255.

Maniar P.D., Piccoli P.M. Tectonic discrimination of granitoids // Geol. Soc. Amer. Bull. 1989. V. 101. P. 635–643.

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

Pearce J.A., Harris N.W., Tindle A.G. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks // J. Petrol. 1984. V. 25. P. 956–983.

Pupin J.P. Zircon and granite petrology // Contrib. Mineral. Petrol. 1980. V. 73. P. 207–220.

Richard P., Shimizu N., Allegre C.J. ¹⁴³Nd/¹⁴⁶Nd, a natural tracer: an application to oceanic basalts // Earth Planet. Sci. Lett. 1976. V. 31. P. 269–278.

Salehi Z., Masoudi F., Razavi M., Faramarzi N.S. Estimating of crystallisation temperature of Mard-Abad (Karaj) granitic intrusion using mineralogy, geochemistry and morphology of zircon crystals // J. Sci. Islamic Republic of Iran. 2014. V. 25. № 2. P. 143–155.

Taylor S.R., McLennan S.M. The continental crust: Its evolution and composition. London: Blackwell, 1985. 312 p.

Watson E.B., Harrison T.M. Zircon saturation revisited: temperature and composition effects in a variety of crustal magma types // Earth Planet. 1983. V. 64. P. 295–304.

Whalen J.B., Currie K.L., Chappell B.W. A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis // Contrib. Mineral. Petrol. 1987. V. 95. P. 407–419.

ПЕТРОЛОГИЯ том 29 № 1 2021

Amazonite Li-F Granites with REE-Nb-Zr-Th-U Specialization: Geochemistry, Mineralogy and Isotope Geochronology of the Turga Massif in Eastern Transbaikalia

L. F. Syritso¹, A. A. Ivanova^{1, 2}, E. V. Badanina¹, and E. V. Volkova¹

¹Institute of Earth Sciences, St. Petersburg State University, St. Petersburg, Russia ²Institute of Precambrian Geology and Geochronology, Russian Academy of Sciences, St. Petersburg, Russia

On the basis of studying the patterns of distribution of rare and scattered elements in the granites of the Turga massif (Eastern Transbaikalia) and its isotopic dating (Rb-Sr and Sm-Nd isotopic systems), the complicated structure of the Turga massif and the reasons for the absence of traditional for this region Ta-Li ore mineralization in amazonite granites are revealed. Three types of rocks represent the Turga massif. There are porphyritic biotite granites, granites with Li-siderophyllite, occupying the main volume of massif, and amazonite granites of small stocks and dikes. They form a common Rb-Sr isochrone with an age of 134 ± 1 Ma at IR_(Sr) = $= 0.71768 \pm 22$ and MSWD = 1.2, which indicates a close time interval of their formation. Biotite granites, usually considered as "parent" rocks, form here rare outliers in the apical part of the massif and are lower temperature (710-740°C) in comparison with subsequent granites with Li-siderophyllite (810-850°C). In addition, granites with Li-siderophyllite are characterized by a high content of iron, which is especially evident in the highly ferrous composition of mica. Also these granites are enriched with the high field strength elements $(Zr - 270 \pm 59 \text{ ppm}, \text{REE} - 337 \pm 93 \text{ ppm}, \text{Th} - 72 \pm 31 \text{ ppm}, \text{U} - 16 \pm 6 \text{ ppm})$, which are not typical for amazonite granites of the studied region. In combination with extremely low concentration of Sr and small content of Ti and P, the specified features of the composition are characteristic signs of the A-type granites. It is confirmed by position of granites with Li-siderophyllite of the Turga massif on the known discriminative geochemical diagrams. The chemical composition of the rare metal granites of the Turga massif is unique: these granites are similar to the ore-bearing amazonite granites in peraluminous petrochemical composition, but they have an accessory mineralization typical for peralkaline rocks, which reflects their REE-Nb-Zr-Th specialization. Amazonite granites of the Turga massif are derivatives of A-type granites and differ from Tabearing amazonite granites by the increased value of $IR_{(Sr)}$ (0.717 instead of 0.707, respectively) and higher

crystallization temperatures. The results of the study provide grounds for attributing the rare metal granites of the Turga massif to a special intermediate geochemical subtype – peraluminous amazonite columbite-bearing granites of increased alkalinity with peralkaline REE-Nb-Zr-Th-U mineralization.

Keywords: peraluminous Li-F amazonite granites, LREE-Nb-Zr-Th-U specialization, fluocerite and bastnaesite, thorite-xenotime-zircon-coffinite mineral group, pyrochlore and samarskite, Eastern Transbaikalia, geochemistry, petrogenesis

УДК 550.41+536.7

ТЕРМОДИНАМИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ ФЛЮИДНОЙ СИСТЕМЫ H₂O-CO₂-NaCI ПРИ *P-T* ПАРАМЕТРАХ СРЕДНЕЙ И НИЖНЕЙ КОРЫ

© 2021 г. М. В. Иванов^{а, *}, С. А. Бушмин^а

^аИнститут геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург, Россия *e-mail: m.v.ivanov@ipgg.ru Поступила в редакцию 05.02.2020 г. После доработки 30.04.2020 г. Принята к публикации 21.05.2020 г.

Предложена численная термодинамическая модель для одной из важнейших геологических флюидных систем – тройной системы H₂O-CO₂-NaCl при *P*-*T* условиях средней и нижней коры и границы кора–мантия (до P = 20 кбар и до $T = 1400^{\circ}$ C). Модель аналогична по форме с ранее разрабо-танной для флюидной системы H₂O–CO₂–CaCl₂. Модель основана на уравнении для избыточной свободной энергии Гиббса для флюида H₂O–CO₂–NaCl, включающего также слагаемые, отвечающие взаимодействию флюида с твердой фазой NaCl. Модель позволяет предсказывать физико-химические свойства флюида, принимающего участие в большинстве процессов глубинного петрогенеза: фазовое состояние системы (гомогенный или многофазный флюил. наличие или отсутствие твердого NaCl), химические активности компонентов, плотности флюидных фаз и концентрации компонентов в сосуществующих фазах. Р-Т зависимости коэффициентов уравнения для избыточной свободной энергии Гиббса выражены через мольные объемы воды и СО₂ при соответствующем давлении и температуре. Численные параметры модели получены из условия наилучшего соответствия экспериментальным данным по фазовому состоянию флюидной системы в диапазоне давлений 1-9 кбар и в диапазоне температур 500-930°С. Использованная нами параметризация *P-T* зависимостей обеспечивает возможность применения модели за пределами экспериментальной области, а именно до P = 20 кбар и до $T = 1400^{\circ}$ С. Применимость представленной модели выше указанных P-Tпараметров в основном ограничена справедливостью использованного в ней термодинамического описания углекислого газа.

Ключевые слова: средняя и нижняя кора, флюидная система H₂O–CO₂–NaCl, уравнение состояния, термодинамическая модель, фазовое состояние, плотность и сжимаемость флюида, состав и активность компонентов

DOI: 10.31857/S0869590320060035

введение

Знание физико-химических свойств глубинных флюидов является важнейшим инструментом для исследования метаморфического, метасоматического и магматического петрогенезиса, особенностей проявления и развития этих глобальных геологических процессов. Типичным результатом изменения внешних физических параметров, таких как температура и давление, является распад гомогенного флюида на несмесимые и контрастные по физико-химическим свойствам флюидные фазы. либо слияние этих фаз при существенном повышении давления, выпадение твердого вещества из флюида, либо растворение этого вещества во флюиде. Эти процессы сопровождаются изменением важнейших физико-химических параметров флюидов: химических активностей компонентов флюидов, степени диссоциации растворенных электролитов, степени кислотности флюида. Эти обстоятельства делают актуальным теоретическое исследование термодинамики природных флюидов. Глубинные флюиды, содержащие H₂O, CO₂ и соли (хлориды щелочных и щелочноземельных металлов), играют важную роль в магматическом, метаморфическом и метасоматическом петрогенезисе, рудообразовании, в переносе вещества на разные уровни земной коры (например, Trommsdorff et al., 1985; Markl, Bucher, 1998; Manning, Aranovich, 2014; Manning 2018 и ссылки в ней; Аранович, 2017; Harlov, Aranovich, 2018; Newton et al., 2019; Бушмин и др., 2020; Hsu et al., 2019). Знание количественных характеристик глубинных флюидов не менее важно и для решения проблем геодинамики, имеющих важнейшее прикладное значение в отношении предсказания землетрясений (например, Леонов и др., 2006; Киссин, 2009; Родкин, Рундквист, 2017; Manning, 2018). Солевая

компонента таких флюидов обычно является смесью нескольких солей. Однако весьма частым является преобладание NaCl в составе солевой части флюида. Природная распространенность таких флюидов, а также значительная теоретическая изученность водных растворов NaCl сделали теоретическое изучение термодинамики системы H₂O-CO₂-NaCl при типичных для земной коры высоких температурах и давлениях достаточно популярным. Наряду с ранними термодинамическими моделями (Duan et al., 1995; Joyce, Holloway, 1993) сравнительно недавно были созданы модели этой системы с достаточной точностью воспроизводящие экспериментальные данные при повышенных P-T параметрах (Sun, Dubessy, 2012; Dubacq et al., 2013). Однако эти модели ограничены сравнительно низкими температурами и давлениями: температура до 300°С и давление до 1 кбар в (Sun, Dubessy, 2012) и температура до 380°С и давление до 3.5 кбар в (Dubacq et al., 2013). Для системы H₂O-CO₂-NaCl при более высоких температурах и давлениях в настоящее время имеется термодинамическая модель, представленная в (Аранович и др., 2010). Модель опирается на экспериментальные данные до $T = 800^{\circ}$ С и до P = 9 кбар и допускает экстраполяцию до 10-11 кбар.

В работе (Иванов, Бушмин, 2019) нами была разработана численная термодинамическая модель системы $H_2O-CO_2-CaCl_2$, применимая до давлений 20 кбар и температур до 1400°С, благодаря использованию параметризации *P-T* зависимостей через мольные объемы воды и углекислого газа. Целью настоящей работы является создание аналогичной модели для флюидной системы H_2O-CO_2-NaCl .

ТЕОРЕТИЧЕСКИЙ МЕТОД

Свободная энергия Гиббса

В настоящей работе мы представляем термодинамическую модель системы H_2O-CO_2 -NaCl для высоких давлений и температур, развитую на основе уравнения для избыточной свободной энергии Гиббса. Форма зависимости свободной энергии Гиббса смешения G^{mix} (Дж/моль) от концентрации компонентов совпадает с предложенной для тройной системы в (Аранович и др., 2010) и примененной нами ранее для построения термодинамической модели флюидной системы $H_2O-CO_2-CaCl_2$ (Иванов, Бушмин, 2019). Для температуры (T), давления (P) и мольных долей компонентов $x_1 = x_{H_2O}$, $x_2 = x_{CO_2}$, $x_3 = x_{NaCl}$ свободная энергия Гиббса имеет вид:

$$G^{\rm mix} = G^{\rm id} + G_{\alpha} + G^{\rm ex}, \qquad (1)$$

ПЕТРОЛОГИЯ том 29 № 1 2021

$$G^{ia} = RT(x_1 \ln x_1 + x_2 \ln x_2 + x_3 \ln x_3), \qquad (2)$$

$$G_{\alpha} = -x_1 RT \ln[1 + \alpha x_3/(x_1 + x_3)] + + x_3 \{(1 + \alpha) RT \ln(1 + \alpha) + \alpha RT \ln[x_3/(x_1 + x_3)] - (3) - (1 + \alpha) RT \ln[1 + \alpha x_3/(x_1 + x_3)] \},$$

$$G^{\text{ex}} = x_1 x_2 W_1(P,T) \rho_{12}(x_1, x_2) + x_1 x_3 W_2(P,T) + + x_2 x_3 [x_2 W_3(P,T) + x_3 W_4(P,T)] / (x_2 + x_3) + + x_1 x_2 x_3 W_5(P,T).$$
(4)

В этих и остальных формулах статьи, где не указано иное, мы используем единицы системы СИ. Однако для удобства обсуждения результатов на графиках и в тексте давление приводится в килобарах, а температура в градусах Цельсия. Слагае-

мое G^{id} в (1), (2) представляет собой вклад в свободную энергию энтропии смешения трех компонентов системы (Aranovich, Newton, 1996, 1997). Слагаемое G_а представляет вклад дополнительной энтропии, возникающей вследствие диссоциации молекул NaCl. α – степень диссоциации (среднее дополнительное число частиц, появившееся в результате диссоциации одной молекулы NaCl). Полной диссоциации соответствует $\alpha = \alpha_0 = 1$. Следует отметить, что за исключением предельных случаев крайне сильного электролита, когда при любой концентрации раствора происходит полная диссоциация, и полного отсутствия электролитических свойств, когда диссоциация вообще не происходит, степень диссоциации зависит от концентрации раствора электролита. Однако в нашей модели мы упрощенно предполагаем, что величина α зависит от температуры и давления, но не зависит от мольной доли NaCl. Таким образом, строго говоря, в нашей модели α является усредненной по концентрации степенью диссоциации NaCl.

Слагаемое с коэффициентом W_1 описывает взаимодействие молекул воды и CO₂. Это слагаемое совпадает с таковым из (Аранович и др., 2010; Аранович, 2013).

$$W_1 = 0.202046 \ \text{Дж} \cdot \text{м}^3/\text{моль},$$

$$\rho(x_1, x_2) = (x_1 + x_2)/(V_1 x_1 + V_2 x_2).$$
(5)

где V_1 и V_2 — мольные объемы чистой воды и углекислого газа при заданных температуре и давлении соответственно. Для этих двух величин имеются хорошо разработанные и достаточно точные эмпирические формулы, справедливые в весьма широких диапазонах температуры и давления. Для воды это термодинамическая модель IAPWS-95 (Wagner, Pruß, 2002), с высокой точностью воспроизводящая многочисленные экспериментальные результаты для температур от точки замерзания воды до 1000°С и давлений до 10 кбар. Анализ поведения модели IAPWS-95 при экстраполяции на более высокие температуры и давления, проведенный (Wagner, Pruß, 2002), показывает возможность применения этой модели, по крайней мере, до давлений 25—30 кбар и температур в несколько тысяч градусов Цельсия. Для углекислого газа имеется сходная термодинамическая модель (Span, Wagner, 1996), согласующаяся с экспериментальными данными для температуры до 1300—1400°С и давления до 36 кбар. Описание зависимости взаимодействия молекул воды и CO₂ от *P* и *T* в нашей модели совпадает с моделью в (Аранович и др., 2010). Аналогичные зависимости для величин α , W_2, \ldots, W_5 существенно отличаются от (Аранович и др., 2010) и будут рассмотрены ниже в их связи с экспериментальными данными.

Производные термодинамические величины

Наша модель системы H_2O-CO_2 -NaCl основана на уравнениях для свободной энергии Гиббса, что позволяет вычислять многочисленные термодинамические величины, характеризующие систему. Расчеты активностей компонентов и плотности системы в нашей модели рассмотрены в (Иванов, Бушмин, 2019). Необходимый для расчета плотности системы H_2O-CO_2 -NaCl мольный объем NaCl (см³/моль) в зависимости от *T* (°C) и *P* (бар) был получен на основе формулы (Driesner, 2007):

$$V_3 = [m_1 + m_2 T + m_3 T^2] [1 - 0.1 \ln(1 + 10^{-4} P \kappa)];$$

$$\kappa = m_4 + m_5 T,$$

где

$$m_1 = 23.772, m_2 = 1.8639 \times 10^{-2},$$

 $m_3 = -1.9687 \times 10^{-6}, m_4 = -1.5259 \times 10^{-5},$
 $m_5 = 5.5058 \times 10^{-8}.$

Опорные экспериментальные данные

Численные параметры термодинамической модели для флюидной системы H₂O-CO₂-NaCl были получены нами на базе двух имеющихся в литературе наборов экспериментальных данных. Прежде всего, это экспериментальные данные по фазовому состоянию системы H₂O-CO₂-NaCl в работах (Frantz et al., 1992; Shmulovich, Graham, 1999, 2004; Котельников, Котельникова, 1990; Johnson, 1991). Результаты этих работ, отвечающие диапазону температур от 500 до 930°С и диапазону давлений от 1 до 9 кбар, представлены на рис. 1. За исключением работы (Johnson, 1991) экспериментальными данными являются концентрации компонентов, при которых в системе присутствует гомогенный флюид или две сосуществующие флюидные фазы. На рис. 1а–1ж точки, соответствующие гомогенному флюиду, отмечены залитыми кружками. Точки, в которых было

зафиксировано наличие двух сосуществующих флюидных фаз, отмечены незалитыми кружками. В работе (Johnson, 1991) для $T \approx 930^{\circ}$ С и $P \approx 7.35$ кбар были получены три точки, лежащие на границе разделяющей области гомогенного и двухфазного флюида — сольвусе, или бинодали (Diamond, 2003; Heinrich, 2007). Эти точки с полученными в (Johnson, 1991) погрешностями представлены на врезке к рис. 13.

Вторым, использованным нами набором экспериментальных данных были полученные в (Aranovich, Newton, 1996) значения активности воды в бинарной подсистеме H_2O —NaCl при температурах от 600 до 800°C, давлениях 2 и 10 кбар и преимущественно при высоких концентрациях NaCl. Эти данные, приведенные в табл. 1, дают важную информацию о поведении исследуемой нами системы в области высокой концентрации NaCl и низкой концентрации CO₂, в которой имеется наименьшее количество данных по фазовому состоянию системы.

Численные параметры, определяющие зависимости от температуры и давления величин α и W_2, \ldots, W_5 подбирались таким образом, чтобы вычисляемые из модели положения сольвуса и химическая активность воды наилучшим образом соответствовали экспериментальным данным.

Аппроксимация P-T зависимостей и численный подбор параметров

Выбор формы *P-T* зависимостей величин α и W_2, \ldots, W_5 аналогичен таковому в работе (Иванов, Бушмин, 2019). Зависимость усредненной по концентрации степени диссоциации NaCl от температуры и давления выражается через мольный объем воды по формуле:

$$\alpha = \frac{\alpha_0}{1 + a^2 \left[\sqrt{(V_1 - V_0)^2 + q^2} + V_1 - V_0 \right]}$$
(6)

с численными параметрами a, V_0 и q, подбираемыми на базе экспериментальных данных. Зависимость коэффициентов $W_2,...,W_5$ от температуры и давления выражается через мольный объем воды при соответствующих температуре и давлении и предполагается линейной

$$W_i(P,T) = u_{i0} + u_{i1}V_1(P,T), \quad i = 2,...,5$$
 (7)

и зависящей от восьми численных параметров *u*_{ij}.

Определение значений одиннадцати численных параметров a, V_0, q, u_{ij} осуществлялось путем минимизации целевой функции, описывающей отклонение даваемых моделью результатов от экспериментальных данных. Для результатов работ (Frantz et al., 1992; Shmulovich, Graham, 1999, 2004; Котельников, Котельникова, 1990) вклад экспериментальных данных в целевую функцию опре-

ПЕТРОЛОГИЯ том 29 № 1 2021



<i>Р</i> , кбар	<i>T</i> , °C	x _{H2O}	$a_{\rm H_2O}(e)$	$a_{\rm H_2O}(A)$	$a_{\rm H_2O}(A) - a_{\rm H_2O}(e)$	$a_{\rm H_2O}(I)$	$a_{\rm H_2O}({\rm I}) - a_{\rm H_2O}({\rm e})$
2	600	0.644	0.637	0.6290	-0.0080	0.6123	-0.0247
	620	0.741	0.746	0.7368	-0.0092	0.7281	-0.0179
	640	0.876	0.868	0.8774	0.0094	0.8723	0.0043
10	680	0.610	0.421	0.4280	0.0070	0.4283	0.0073
	700	0.660	0.475	0.4859	0.0109	0.4847	0.0097
	720	0.690	0.535	0.5248	-0.0102	0.5206	-0.0144
	740	0.753	0.600	0.6063	0.0063	0.6008	0.0008
	755	0.782	0.651	0.6476	-0.0034	0.6403	-0.0107
	780	0.860	0.749	0.7631	0.0141	0.7552	0.0062
	800	0.907	0.828	0.8391	0.0111	0.8314	0.0034

Таблица 1. Согласование модели с экспериментальными данными по активности воды в системе H₂O-NaCl

Примечание. $a_{H_2O}(e)$ – экспериментальные данные (Aranovich, Newton, 1996); $a_{H_2O}(A)$ – наш расчет по модели (Аранович и др., 2010); $a_{H_2O}(I)$ – расчет по модели настоящей работы.

деляется сходным с работой (Иванов, Бушмин, 2019) образом как сумма квадратов расстояний от расчетной линии сольвуса до экспериментальных точек, попадающих при заданных значениях параметров в "неправильные" области. Для результатов (Johnson, 1991), представляющих состав флюида непосредственно на сольвусе, этот вклад является суммой квадратов отклонений экспериментальных точек от расчетного сольвуса с весами, учитывающими экспериментальные погрешности. Аналогичным образом вычислялся вклад в целевую функцию отклонений активности воды от ее экспериментальных значений.

Твердая и расплавленная фазы NaCl

При некоторых количественных соотношениях компонентов в системе H_2O-CO_2-NaCl помимо флюидных фаз может появляться твердая фаза NaCl. Зависимость температуры плавления NaCl от давления экспериментально исследована в (Pistorius, 1966). Полученная в этой работе экспериментальная зависимость температуры плавления от давления $T_m(P)$ охватывает диапазон давлений 0-39 кбар и с высокой точностью аппроксимируется уравнением Саймона (Simon, Glatzel, 1929; Pistorius, 1966):

$$T_{\rm m}(P) = T_0[(P - P_0)/A + 1]^{1/c},$$

где P_0 может быть принято равным нулю, а T_0 является температурой плавления при атмосферном давлении. Значения параметров A и с для NaCl равны 15 кбар и 2.969 соответственно. Для получения полного выражения для свободной энергии Гиббса ниже точки плавления NaCl необходимо знание величины изменения химического потенциала NaCl при переходе из твердой в жидкую фазу $\Delta \mu(T)$. Эта величина, в частности, определяет наличие или отсутствие кристаллической фазы NaCl в равновесии с его водным раствором. Для атмосферного давления эта величина как функция температуры может быть получена из термодинамических таблиц, представленных в (Chase, 1988). Для более высоких давлений мы использовали эту же функцию с модифицированной температурой $\Delta \mu (T - T_m + T_0)$.

РЕЗУЛЬТАТЫ

Модельные фазовые диаграммы и экспериментальные данные

Значения параметров, подобранные на основе экспериментальных результатов (Frantz et al., 1992; Shmulovich, Graham, 1999, 2004; Котельников, Котельникова, 1990; Johnson, 1991; Aranovich, Newton,

Рис. 1. Фазовые диаграммы системы H_2O-CO_2 –NaCl. Экспериментальные точки и результаты по нашей термодинамической модели (линии). Незалитые кружки – двухфазный флюид, залитые кружки – гомогенный флюид, синяя жирная сплошная линия – граница области сосуществования двух флюидных фаз (сольвус), красная тонкая сплошная линия – граница области существования твердой фазы NaCl. Экспериментальные данные: (a), (б) – (Frantz et al., 1992), (в), (е) – (Shmulovich, Graham, 2004), (г), (д) – (Котельников, Котельникова, 1990), (ж) – (Shmulovich, Graham, 1999), (з) – (Johnson, 1991). На врезке к рис. (з) сольвус и экспериментальные точки с погрешностями в прямоугольных координатах (x_{CO_2} , x_{NaCl}). Минимальные значения активности воды в области сосуществования двух флюидных фаз имеют те же значения, что и a_{H_2O} в области "Два флюида + твердый NaCl". Максимальные значения активности воды в области сосуществования двух флюидных фаз: (a) – 0.828, (б) – 0.648, (г) – 0.770, (д) – 0.800, (е) – 0.557, (ж) – 0.490, (з) – 0.484.

2	2 ······	
a	3.49645110E+00	моль ^{1/2} /см ^{3/2}
V_0	3.01537773E+01	см ³ /моль
q	2.64240294E-01	см ³ /моль
<i>u</i> ₂₀	-2.85474618E+03	Дж/моль
<i>u</i> ₂₁	5.32843070E+01	Дж/см ³
<i>u</i> ₃₀	-7.60618066E+03	Дж/моль
<i>u</i> ₃₁	4.00753499E+03	Дж/см ³
<i>u</i> ₄₀	9.98340706E+03	Дж/моль
<i>u</i> ₄₁	2.83005917E+03	Дж/см ³
<i>u</i> ₅₀	-3.65710567E+04	Дж/моль
<i>u</i> ₅₁	-2.36367927E+02	Дж/см ³

Таблица 2. Численные параметры модели системы H₂O-CO₂-NaCl, согласно уравнениям (1)-(7)

1996) приведены в табл. 2. Фазовые диаграммы, рассчитанные с этими параметрами по термодинамической модели (1)—(7) представлены на рис. 1. В пределах точности представленных экспериментальных результатов видно хорошее согласие с ними построенных по нашей модели сольвусов. Экспериментальные положения точек на сольвусе с соответствующими погрешностями приводятся в работе (Johnson, 1991). На врезке к рис. 1з видно соотношение между этими экспериментальными данными и предсказаниями нашей термодинамической модели.

Следует отметить, что все экспериментальные точки (за исключение одной малоинформативной точки на рис. 1г) лежат либо в области (поле) гомогенного флюида, либо в области сосуществования двух флюидных фаз. Для весьма значительной по размеру области сосуществования флюидных фаз и твердого NaCl экспериментальные данные отсутствуют. Область сосуществования двух флюидных фаз и твердой фазы NaCl примечательна тем, что в ней значения активности всех трех компонентов флюида постоянны. Кроме того, химическая активность воды в этой области принимает свое минимальное значение, совместимое с наличием двух сосуществующих флюидных фаз (подробнее см. ниже).

Как видно из табл. 1, экспериментальные значения активности воды в системе $H_2O-NaCl$ (Aranovich, Newton, 1996) также с высокой точностью воспроизводятся в нашей модели.

Сравнение предсказаний нашей термодинамической модели для флюидной системы $H_2O CO_2-NaCl$ и модели (Аранович и др., 2010) для этой же системы представлено на рис. 2. Для использованных в (Аранович и др., 2010) экспериментальных комбинаций температуры и давления наши результаты по положению сольвуса и коннод, отвечающих одной и той же активности

воды, сравнительно близки к получаемым из модели (Аранович и др., 2010). Однако наша термодинамическая модель предсказывает несколько более узкую область сосуществования двух флюидных фаз и, соответственно, меньшую активность воды в критической точке. Эта величина *а*_{H₂O} одновременно является максимально возможной для области лвух сосуществующих флюилных фаз. Лля представленной на рис. 2а. фазовой диаграммы при P = 9 кбар и $T = 800^{\circ}$ С эти предельные значения активности равны 0.498 и 0.547 соответственно. На рис. 2а для двух сравниваемых моделей также представлены конноды, соответствующие $a_{\rm H,O} = 0.4$. По положению они довольно близки между собой, хотя в нашей модели коннода $a_{\rm H_2O} = 0.4$ более пологая.

На рис. 26 для двух комбинаций температуры и давления, представленных в (Аранович и др., 2010), приведено сравнение зависимости активности NaCl от концентрации соли в системе, не содержащей CO₂. В области относительно низких концентраций NaCl (отсутствие твердой соли) видны небольшие различия кривых $a_{\text{NaCl}}(x_{\text{NaCl}})$. При больших концентрациях NaCl, отвечающих равновесному сосуществованию флюида и твердого NaCl (горизонтальные части кривых на рис. 26), концентрация и активность NaCl во флюиде не зависят от полного количества NaCl в системе. В этой области наши значения $a_{\text{NaCl}}(x_{\text{NaCl}})$ практически совпадают с полученными по модели (Аранович и др., 2010).

Активность компонентов

На рис. 3 представлены значения активности воды в зависимости от состава флюидной системы H₂O-CO₂-NaCl при *P* = 9 кбар и *T* = 850°С. В области-1 (поле гомогенного флюида) даны изолинии активности для нескольких ее значений. В области-2 (поле бинарного флюида) активность воды в сосуществующих флюидах определяется коннодами, соединяющими точки пересечения изолиний активности с сольвусом. Значения активности воды в *области-2* изменяется от $a_{\rm H_2O} = 0.476$ в критической точке ($x_{CO_2} = 0.3429, x_{NaCl} = 0.0832$) до $a_{\rm H_2O} = 0.148$ на границе с *областью-3*. В этой области (две флюидные фазы плюс твердый NaCl) активность воды при заданных температуре и давлении имеет постоянное значение $a_{\rm H_2O} = 0.148$. Составы двух флюидных фаз, сосуществующих в этой области с твердым NaCl также постоянны: $x_{\rm CO_2} = 0.8988, \quad x_{\rm NaCl} = 0.0038$ и $x_{\rm CO_2} = 0.0076,$ $x_{\text{NaCl}} = 0.7072$. Активности CO₂ и NaCl во флюидных фазах в этой области составов постоянны и имеют значения $a_{CO_2} = 0.906$, $a_{NaCl} = 0.690$ соотвественно. Это же значение активности NaCl со-



Рис. 2. (а) Фазовые диаграммы для системы H_2O-CO_2 –NaCl по нашей модели (1) и по (Аранович и др., 2010) – (2). Жирные линии – границы области сосуществования двух флюидных фаз, тонкие линии – границы области существования твердого NaCl. Пунктирные линии – конноды, соответствующие $a_{H_2O} = 0.4$. (б) Активность NaCl в зависимости от мольной доли NaCl при $x_{CO_2} = 0$.

храняется в *области-5* (богатая CO₂ флюидная фаза, равновесная с твердым NaCl). Активность воды в этой области принимает значения от 0.148 до 0. Изолиния для $a_{\rm H_2O} = 0.1$, проходящая в этой области, представлена на рис. 3. В *области-4* (рассол плюс твердый NaCl) активность воды изменяется (вдоль линии $x_{\rm CO_2} = 0$) в пределах от нуля до $a_{\rm H_2O} = 0.152$.

Для тех же значений температуры и давления $(T = 850^{\circ}\text{C} \text{ и } P = 9 \text{ кбар})$ изолинии активности и



Рис. 3. Изолинии активности H_2O в поле гомогенного флюида и соответствующие конноды для системы H_2O-CO_2 —NaCl. Тонкие сплошные кривые — изолинии активности в области гомогенного флюида, пунктирные прямые линии — конноды. Цифры в рамках обозначают области (поля) различного фазового состава: 1 — гомогенный флюид; 2 — две сосуществующие флюидные фазы; 3 — две флюидные фазы, сосуществующие с твердым NaCl; 4 — рассол, сосуществующий с твердым NaCl; 5 — богатый CO₂ флюид, сосуществующий с твердым NaCl. Незалитым кружком обозначена критическая точка в *области-2*.

конноды для СО2 представлены на рис. 4. Изолинии $a_{\text{CO}_2} = 0.2$, $a_{\text{CO}_2} = 0.4$ и $a_{\text{CO}_2} = 0.6$ полностью лежат в области гомогенного флюида. Коннода $a_{CO_2} = 0.8$ соединяет концы двух участков изолинии $a_{CO_2} = 0.8$. Верхний участок изолинии практически совпадает с сольвусом. Короткий нижний участок лежит в области гомогенного флюида, бедного NaCl и богатого CO2. В области сосуществования двух флюидных фаз активность СО2 возрастает от значения $a_{\rm CO_2} = 0.626$ в критической точке до $a_{CO_2} = 0.906$ на границе с *областью-3*. Коннода, соединяющая точки пересечения верхнего и нижнего участков изолинии $a_{\rm CO_2} = 0.9$ с сольвусом, лежит вблизи границы области двухфазного флюида и области-З (двухфазный флюид, сосуществующий с твердым NaCl), в которой активность СО₂ имеет значение 0.906. Дальнейшее повышение активности СО2 происходит в области-5, преимущественно углекислотного флюида, сосуществующего с твердым NaCl.

Изолинии значений активности NaCl и соответствующие конноды при P = 9 кбар и T = 850°C представлены на рис. 5. Изолиния $a_{\text{NaCl}} = 0.1$ полностью лежит в области гомогенного флюида. Точки пересечения изолиний $a_{\text{NaCl}} = 0.2$, $a_{\text{NaCl}} = 0.4$ и



Рис. 4. Изолинии активности CO₂ в поле гомогенного флюида и соответствующие конноды для системы H₂O–CO₂–NaCl. Условные обозначения см. на рис. 3.

 $a_{\rm NaCl} = 0.6$ с сольвусом являются концами соответствующих коннод. В *области-2* (сосуществование двух флюидных фаз) активность NaCl возрастает от значения $a_{\rm NaCl} = 0.167$ в критической точке до $a_{\rm NaCl} = 0.690$ на границе с *областью-3*. Активность NaCl во всем поле наличия его твердой фазы (цифры на рисунке 3–4–5) постоянна и при данных температуре и давлении имеет значение $a_{\rm NaCl} = 0.690$.

Плотность флюида

Плотность флюида является важнейшей характеристикой, определяющей его физико-химические и транспортные свойства. Возможности нашей термодинамической модели по вычислению плотности флюида H₂O-CO₂-NaCl представлены на рис. 6 и 7. На фазовой диаграмме рис. 6 даны изолинии плотности гомогенного флюида при P = 9 кбар и $T = 850^{\circ}$ С. Значения плотности чистых фаз при этих температуре и давлении составляют 0.835, 1.132 и 1.768 г/см³ для H₂O, CO₂ и NaCl соответственно. Вода при данных *Р* и *Т* является наименее плотным компонентом. На рис. 6 хорошо прослеживается увеличение плотности гомогенного флюида по мере замены воды на более плотные компоненты CO₂ и NaCl. Значения плотности, как и составы, сосуществующих флюидных фаз в области-2 совпадают с таковыми для гомогенного флюида на сольвусе. На рис. 7 дана зависимость плотности флюида на сольвусе от активности воды. Каждая кривая на этом рисунке состоит из двух ветвей, сходящихся при активности воды, соответствующей критической точке.

ПЕТРОЛОГИЯ том 29 № 1 2021



Рис. 5. Изолинии активности NaCl в поле гомогенного флюида и соответствующие конноды для системы H₂O-CO₂-NaCl. Условные обозначения см. на рис. 3.

Нижняя ветвь кривой отвечает флюидной фазе преимущественно водно-углекислотного состава с малым содержанием NaCl. Верхняя ветвь кривой дает плотность флюидной фазы с высоким содержанием NaCl. Любая вертикальная линия, проведенная на этом рисунке и пересекающая в двух точках кривую $\rho(a_{H_2O})$, соответствует конноде, а точки пересечения дают соответствующие значения плотности сосуществующих флюидных фаз. Для двух показанных на рис. 7 зависимостей плотности фазы с высоким содержанием NaCl



Рис. 6. Изолинии плотности (r/cm^3) гомогенного флюида H_2O-CO_2 -NaCl в зависимости от концентрации его компонентов. Обозначения фазовых полей см. на рис. 3.



Рис. 7. Значения плотности флюида на сольвусе в зависимости от активности воды. Точки на верхней и нижней ветвях кривых, отвечающие одной и той же активности воды, соответствуют плотностям сосуществующих флюидных фаз. Верхняя ветвь каждой кривой – плотность флюида с высоким содержанием соли. Нижняя ветвь – преимущественно водно-углекислотный флюид с малым содержанием NaCl.

сравнительно близки. В противоположность этому плотность водно-углекислотного флюида достаточно сильно зависит от давления и уменьшается при его снижении. В конечном счете, при достаточно малых давлениях это приводит к разделению флюида на условно газовую фазу, состоящую из воды и углекислого газа, и много более плотный рассол, практически не содержащий CO₂. Возможность расчета плотности флюида в зависимости от давления позволяет также рассчитывать его сжимаемость, что представляет интерес для практических приложений в области сейсмологии (см. например, Родкин, Рундквист, 2017).

Возможность экстраполяции в область более высоких P-T параметров

Представленная выше термодинамическая модель флюидной системы H₂O-CO₂-NaCl основана на уравнении для свободной энергии Гиббса, сходном с использованным нами для системы H₂O-CO₂-CaCl₂ (Иванов, Бушмин, 2019). В обоих случаях используется параметризация Р-Т зависимостей коэффициентов своболной энергии Гиббса через величины мольного объема воды и СО₂. Экспериментальные данные для обеих тройных систем покрывают практически совпадающие диапазоны температур 500-900 и 500-930°С и диапазон значений давления 1-9 кбар. Выход за пределы этого диапазона в сторону более высоких давлений ведет к изменению мольных объемов в заметно меньших масштабах по сравнению с их изменением внутри экспериментального диапазона (Иванов, Бушмин, 2019). Еще

меньшим делает это изменение увеличение температуры. Таким образом, при P > 9 кбар сравнительно малое повышение температуры (выше экспериментальных значений) возвращает величины мольных объемов к их значениям в экспериментальном диапазоне. Эти обстоятельства позволяют предположить, так же как в случае системы H₂O-CO₂-CaCl₂, что представленная модель может применяться при температурах до 1300-1400°С и давлениях до 20 кбар. При более высоких Р-Т параметрах применимость модели может ограничиваться свойствами использованных нами термодинамических моделей воды и углекислого газа. Проверка нашей модели при температурах и давлениях, выходящих за пределы экспериментально исследованной области, показала отсутствие проблем в ее использовании в указанных пределах.

Эволюция фазового поведения при увеличении давления

Примененное нами термодинамическое описание фазы твердой соли основано на экспериментах (Pistorius, 1966), доведенных для NaCl до давления 39 кбар. Эти экспериментальные данные свидетельствуют о быстром повышении температуры плавления NaCl с повышением давления. При фиксированной температуре это означает увеличение скачка химического потенциала NaCl при переходе из твердой в жидкую фазу $\Delta\mu$. Результатом этого является снижение растворимости NaCl в воде. Снижение растворимости NaCl при увеличении давления графиче-



Рис. 8. Изменение размеров фазовых полей с повышением давления. Сплошные линии – P = 3 кбар, пунктирные линии – P = 20 кбар, $T = 600^{\circ}$ С. Обозначения фазовых полей см. на рис. 3.

ски означает опускание линии сосуществования твердого NaCl с флюидом. Одновременно, увеличение давления ведет к подъему положения сольвуса на фазовой диаграмме. Именно так происходит расширение области гомогенного флюида. Сочетание этих двух процессов ведет к сжиманию областей составов, в которых возможно сосуществование двух флюидных фаз. Для температуры 600°С эти изменения иллюстрирует рис. 8. С прикладной точки зрения, важным следствием сжатия области сосуществования двух флюидных фаз является сокращение диапазона значений активности воды, в котором возможно существование расслоенного флюида.

Для двух значений температуры зависимости от давления минимальной и максимальной активности воды в области сосуществования двух флюидных фаз представлены на рис. 9а. Для обоих значений температуры при давлениях выше 4 кбар (850°С) и 3 кбар (600°С) увеличение давления приводит к монотонному сближению минимальных и максимальных значений $a_{\rm H_2O}$. Для данных величин давления представленные на рис. 9б зависимости $\alpha(P)$ показывают практически полную диссоциацию молекул NaCl. Однако при минимальных величинах давления, представленных на рис. 96, степень диссоциации NaCl близка к нулю. Резкий переход от режима слабого к режиму сильного электролита происходит при $P \approx 2$ кбар для $T = 600^{\circ}$ С и при $P \approx 4$ кбар для $T = 850^{\circ}$ С. Это резкое изменение свойств бинарной подсистемы H₂O-NaCl служит причиной особенностей, видимых на кривых рис. 9а.

В рамках нашей модели величина усредненной степени диссоциации NaCl определяется мольным объемом воды согласно уравнению (6). Эта зависимость представлена на рис. 9в. Параметры нашей модели, определяющие резкое изменение $\alpha(V_{\rm H_{2O}})$ при $V_{\rm H_{2O}} \approx 30$ см³/моль, получены на основе экспериментальных данных (Aranovich, Newton, 1996) по активности воды в растворе H₂O–NaCl при T = 600-640°C и давлении 2 кбар и T = 680-800°C и давлении 10 кбар. Проведенный в этой работе анализ полученных данных приводит к выводу о пренебрежимо малой степени диссоциации в первом случае и диссоциации, близкой к 100%, во втором. Последнее полностью согласуется с рис. 96.

Поведение флюидной системы H_2O-CO_2-NaCl , рассмотренное при анализе рис. 8, 9а, связано со значительным снижением растворимости NaCl с ростом давления и со сравнительно хорошей растворимостью углекислого газа в рассоле $H_2O-NaCl$, приводящей к появлению на фазовой диаграмме значительной по размеру области гомогенного флюида H_2O-CO_2-NaCl . В противоположность этому для рассмотренной нами ранее системы $H_2O-CO_2-CaCl_2$ (Иванов, Бушмин, 2019) характерна значительно лучшая растворимость CaCl₂ в воде при высоких температурах и давлениях и более низкое расположение сольвуса. Поэтому рассмотренные эффекты должны быть менее выражены для системы $H_2O-CO_2-CaCl_2$.

Обобщая сказанное, можно предположить, что для других солей в системе вода—неполярный газ—соль хорошая растворимость соли предполагает наличие достаточно широкой области двухфазного флюида. Однако для слаборастворимых солей такая область либо узка, либо может отсутствовать.



Рис. 9. (а) Минимальное и максимальное значения активности воды в области сосуществования двух флюидных фаз в зависимости от давления для двух значений температуры. (б) Усредненная степень диссоциации NaCl в зависимости от давления для температур на рис. 9а. (в) Зависимость усредненной степени диссоциации NaCl от мольного объема воды в соответствии с уравнением (6).

Флюид в реальной геологической системе

Предельно возможная для гетерофазной области активность воды в модельной системе является важной реперной характеристикой при анализе фазового состояния флюида как на основе данных по составу флюидных включений, так и результатов расчета активности воды по минеральным равновесиям. В работе (Иванов, Бушмин, 2019) было проведено сравнение максимально возможных значений активности воды в поле расслоенного флюида для систем H₂O-CO₂-CaCl₂ и H₂O-CO₂-NaCl при *P-T* параметрах HP-гранулитов и сингранулитовых метасоматитов Лапландского гранулитового пояса Фенноскандинавского щита (Бушмин и др., 2017, 2018, 2020). Величины активности воды для системы H₂O-CO₂-CaCl₂ были получены по нашей модели (Иванов, Бушмин,

2019), в то время как для получения активности воды во флюидной системе H₂O-CO₂-NaCl использовалась термодинамическая модель (Аранович и др., 2010). В частности, для температуры 900°С и давления 10 кбар предельное значение активности воды в гетерофазной области для системы $H_2O-CO_2-CaCl_2$ составляет $a_{H_2O} = 0.547$, в то время как в системе H₂O-CO₂-NaCl соответствующее максимальное значение по модели (Аранович и др., 2010) $- a_{H,O} = 0.498$. Для тех же *P-T* параметров представленная в настоящей статье термодинамическая модель дает максимальное значение активности воды $a_{\rm H,O} = 0.451$ в гетерофазной области флюида H₂O-CO₂-NaCl. Таким образом, различие в термодинамическом поведении флюидов H₂O-CO₂-CaCl₂ и H₂O-CO₂-NaCl при указанных выше Р-Т параметрах оказывается

ПЕТРОЛОГИЯ том 29 № 1 2021

даже несколько большим по сравнению с анализом, проведенным в (Иванов, Бушмин, 2019). Таким образом, подтверждается сделанный в работе (Бушмин и др., 2020) вывод о существовании в диапазоне *P-T* параметров НР-гранулитов обширной области составов водных флюидов с различным содержанием CO_2 и хлоридов натрия и кальция, в которой гомогенный флюид распадается на контрастные по химическому составу и свойствам несмесимые флюидные фазы, и эта область значительно расширяется с увеличением содержания CaCl₂.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В настоящей работе создана численная термодинамическая модель флюидной системы H₂O-CO₂-NaCl для высоких *P*-*T* параметров от средней коры до границы кора-мантия. Модель основана на формуле для свободной энергии Гиббса и параметризации ее зависимости от температуры и давления, аналогичных использованным ранее (Иванов, Бушмин, 2019) для построения термодинамической модели системы H₂O-CO₂-CaCl₂. Модель воспроизводит существующие экспериментальные данные (Frantz et al., 1992; Shmulovich, Graham, 1999, 2004; Котельников, Котельникова, 1990) по фазовому состоянию (гомогенному или двухфазному) системы H₂O-CO₂-NaCl в диапазоне давлений 1–9 кбар и в диапазоне температур 500-930°С, а также экспериментальные данные (Aranovich, Newton, 1996) по активности воды в растворе $H_2O-NaCl$ при $T = 600-640^{\circ}C$ и давлении 2 кбар и $T = 600 - 800^{\circ}$ С и давлении 10 кбар. Структура модели позволяет экстраполировать полученные P-T зависимости до P = 20 кбар и до $T = 1400^{\circ}$ С, т. е. до условий, соответствующих границе кора-мантия. Модель позволяет определять фазовое состояние системы (гомогенный или двухфазный флюид, наличие или отсутствие твердого NaCl), вычислять значения активности компонентов и плотности флюида. Построены фазовые диаграммы системы для различных значений температуры и давления, исследованы зависимости активностей компонентов и плотности флюида от его состава.

Наличие представленной в настоящей работе термодинамической модели тройной системы H_2O-CO_2-NaCl , наряду с разработанной ранее аналогичной термодинамической моделью системы $H_2O-CO_2-CaCl_2$ (Иванов, Бушмин, 2019) и моделями водно-солевых флюидов $H_2O-NaCl$ и $H_2O-CaCl_2$ для *P-T* условий ниже критической точки воды (Иванов, Бушмин, Аранович, 2018а, 2018б) открывает возможность сравнения свойств этих систем как в отношении их фазового состояния, так и сравнения ряда их свойств, таких как

активностей компонентов плотности и сжимае-мости флюидов.

Благодарности. Авторы выражают благодарность Л.Я. Арановичу за продуктивное обсуждение и полезные замечания.

Финансовые источники. Работа выполнена в рамках научно-исследовательской темы лаборатории флюидных процессов ИГГД РАН. Компьютерное оборудование, на котором выполнена вычислительная часть работы (графическая компьютерная станция), а также оборудование, использованное для исследования флюидных микровключений в минералах при определении параметров флюида в реальной геологической обстановке (рамановский спектральный анализатор с микроскопом РамМикс М532), было приобретено ИГГД РАН по программе "Обновление приборной базы ведущих организаций, выполняющих научные исследования и разработки, академического сектора науки" в рамках национального проекта "Наука".

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Аранович Л.Я. Флюидно-минеральные равновесия и термодинамические свойства смешения флюидных систем // Петрология. 2013. Т. 21. № 6. С. 588–599.

Аранович Л.Я. Роль рассолов в высокотемпературном метаморфизме и гранитизации // Петрология. 2017. Т. 25. № 5. С. 491–503.

Аранович Л.Я., Закиров И.В., Сретенская Н.Г., Геря Е.В. Тройная система H₂O-CO₂-NaCl при высоких *T-P* параметрах: Эмпирическая модель смешения // Геохимия. 2010. № 5. С. 1–10.

Бушмин С.А., Вапник Е.А., Иванов М.В. и др. Флюиды гранулитов высоких давлений: Лапландский гранулитовый пояс (Фенноскандинавский щит) // Геодинамические обстановки и термодинамические условия регионального метаморфизма в докембрии и фанерозое. СПб.: ИГГД РАН, 2017. С. 40–43.

Бушмин С.А., Иванов М.В., Вапник Е.А. Флюиды НРгранулитов: фазовое состояние и геохимические следствия // Современные проблемы магматизма, метаморфизма и геодинамики (Конференция, посвященная 85-летию со дня рождения Л.Л. Перчука, 23–24 ноября 2018 г.). М.: ИЭМ РАН, 2018. С. 24–25.

Бушмин С.А., Вапник Е.А., Иванов М.В. и др. Флюиды гранулитов высоких давлений // Петрология. 2020. Т. 28. № 1. С. 23–54.

Иванов М.В. Бушмин С.А. Уравнение состояния флюидной системы H₂O–CO₂–CaCl₂ и свойства флюидных фаз при *P*-*T* параметрах средней и нижней коры // Петрология. 2019. Т. 27. № 4. С. 431–445.

Иванов М.В., Бушмин С.А., Аранович Л.Я. Эмпирическая модель свободной энергии Гиббса для растворов NaCl и CaCl₂ произвольной концентрации при температурах 423.15–623.15 К и давлении насыщенного пара // Докл. АН. 2018а. Т. 479. № 5. С. 556–560.

Иванов М.В., Бушмин С.А., Аранович Л.Я. Уравнения состояния для растворов NaCl и CaCl₂ произвольной концентрации при температурах 423.15–623.15 К и давлении до 5 кбар // Докл. АН. 20186. Т. 481. № 6. С. 74–78.

Киссин И.Г. Флюиды в земной коре: геофизические и тектонические аспекты. М.: Наука, 2009. 328 с.

Котельников А.Р., Котельникова З.А. Экспериментальное изучение фазового состояния системы H₂O-CO₂-NaCl методом синтетических флюидных включений в кварце // Геохимия. 1990. № 4. С. 526–537.

Леонов Ю.Г., Киссин И.Г., Русинов В.Л. (Ред.). Флюиды и геодинамика. М.: Наука, 2006. 283 с.

Родкин М.В., Рундквист Д.В. Геофлюидогеодинамика. Приложение к сейсмологии, тектонике, процессам рудо- и нефтегенеза. Долгопрудный: Издательский дом "Интеллект", 2017. 288 с.

Aranovich L.Y., Newton R.C. H_2O activity in concentrated NaCl solutions at high pressures and temperatures measured by the brucite – periclase equilibrium // Contrib. Mineral. Petrol. 1996. V. 125. P. 200–212.

Aranovich L.Y., Newton R.C. H₂O activity in concentrated KCl and KCl–NaCl solutions at high temperatures and pressures measured by the brucite-periclase equilibrium // Contrib. Mineral. Petrol. 1997. V. 127. P. 261–271.

Chase M.W. Jr. NIST-JANAF thermochemical tables // J. Phys. Chem. Ref. Data. Monograph № 9. 1988. P. 1–1951.

Diamond L.W. Introduction to gas-bearing, aqueous fluid inclusions // Eds. I. Samson, A. Anderson, D. Marshall. Fluid inclusions: Analysis and interpretation. Mineralogical Association of Canad. Short Course Series. 2003. V. 32. P. 101–158.

Driesner T. The system H₂O–NaCl. Part II: Correlations for molar volume, enthalpy, and isobaric heat capacity from 0 to 1000° C, 1 to 5000 bar, and 0 to $1 X_{NaCl} / /$ Geochim. Cosmochim. Acta. 2007. V. 71. P. 4902–4919.

Duan Z., Møller N., Weare J.H. Equation of state for the NaCl–H₂O–CO₂ system: prediction of phase equilibria and volumetric properties // Geochim. Cosmochim. Acta. 1995. V. 59. P. 2869–2882.

Dubacq B., Bickle M.J., Evans K.A. An activity model for phase equilibria in the H_2O-CO_2 -NaCl system // Geochim. Cosmochim. Acta. 2013. V. 110. P. 229–252.

Frantz J.D., Popp R.K., Hoering T.C. The compositional limits of fluid immiscibility in the system H_2O-CO_2-NaCl as determined with the use of synthetic fluid inclusions in conjunction with mass spectrometry // Chem. Geol. 1992. V. 98. P. 237–255.

Harlov D.E., Aranovich L. (Eds.) The Role of Halogens in Terrestrial and Extraterrestrial Geochemical Processes. Surface, Crust, and Mantle. Springer Geochemistry. Cham: Springer International Publishing, 2018. 1030 p.

Heinrich W. Fluid immiscibility in metamorphic rocks // Rev. Mineral. Geochem. 2007. V. 65. P. 389–430.

Hsu Y.-J., Zajacz Z., Ulmer P., Heinrich C.A. Chlorine partitioning between granitic melt and H_2O-CO_2 -NaCl fluids in the Earth's upper crust and implications for magmatic hydrothermal ore genesis // Geochim. Cosmochim. Acta. 2019. V. 261. P. 171–190.

Johnson E.L. Experimentally determined limits for H_2O-CO_2 -NaCl immiscibility in granulites // Geology. 1991. V. 19. P. 925–928.

Joyce D.B., Holloway J.R. An experimental determination of the thermodynamic properties of H_2O-CO_2-NaCI fluids at high temperatures and pressures // Geochim. Cosmochim. Acta. 1993. V. 57. P. 733–746.

Manning C.E. Fluids of the Lower Crust: Deep Is Different // Annu. Rev. Earth Planet. Sci. 2018. V. 46. P. 67–97.

Manning C.E., Aranovich L.Y. Brines at high pressure and temperature: thermodynamic, petrologic and geochemical effects // Precambr. Res. 2014. V. 253. P. 6–16.

Markl G., Bucher K. Composition of fluids in the lower crust inferred from metamorphic salt in lower crustal rocks // Nature. 1998. V. 391. P. 781–783.

Newton R.C., Aranovich L.Ya., Touret J.L.R. Streaming of saline fluids through Archean crust: Another view of charnokite-granite relations in southern India // Lithos. 2019. V. 346–347. 105157. P. 1–10.

Pistorius C.W.F.T. Effect of Pressure on the Melting Points of the Sodium Halides // J. Chem. Phys. 1966. V. 45. P. 3513–3519.

Shmulovich K.I., Graham C.M. An experimental study of phase equilibria in the system H_2O-CO_2 -NaCl at 800°C and 9 kbar // Contrib. Mineral. Petrol. 1999. V. 136. P. 247–257.

Shmulovich K.I., Graham C.M. An experimental study of phase equilibria in the systems $H_2O-CO_2-CaCl_2$ and H_2O-CO_2-NaCl at high pressures and temperatures (500-800°C, 0.5–0.9 GPa): geological and geophysical applications // Contrib. Mineral. Petrol. 2004. V. 146. P. 450–462.

Simon F.E., Glatzel G. Bemerkungen zur Schmelzdruckkurve // Z. Anorg. Allgem. Chem. 1929. Bd. 178. S. 309– 316.

Span R., Wagner W. A new equation of state for carbon dioxide covering the fluid region from the triple-point temperature to 1100 K at pressures up to 800 MPa // J. Phys. Chem. Ref. Data. 1966. V. 25. P. 1509–1596.

Sun R., Dubessy J. Prediction of vapor–liquid equilibrium and PVTx properties of geological fluid system with SAFT-LJ EOS including multi-polar contribution. Part II: Application to H₂O–NaCl and CO₂–H₂O–NaCl system // Geochim. Cosmochim. Acta. 2012. V. 88. P. 130–145.

Trommsdorff V., Skippen G., Ulmer P. Halite and sylvite as solid inclusions in high-grade metamorphic rocks // Contrib. Mineral. Petrol. 1985. V. 89. P. 24–29.

Wagner W., Pruß A. The IAPWS formulation 1995 for the thermodynamic properties of ordinary water substance for general and scientific use // J. Phys. Chem. Ref. Data. 2002. V. 31. P. 387–535.

ПЕТРОЛОГИЯ том 29 № 1 2021

Thermodynamic Model of the Fluid System H_2O-CO_2-NaCl at *P-T* Parameters of the Middle and Lower Crust

M. V. Ivanov¹ and S. A. Bushmin¹

¹Institute of Precambrian Geology and Geochronology, Russian Academy of Sciences, St. Petersburg, Russia

A numerical thermodynamic model is proposed for one of the most important geological fluid systems, the ternary H_2O-CO_2-NaCl system, at *P-T* conditions of the middle and lower crust and crust-mantle boundary (up to P = 20 kbar and up to $T = 1400^{\circ}$ C). The form of the model is analoguous to the model developed earlier for the system $H_2O-CO_2-CaCl_2$. The model is based on an equation for the Gibbs excess free energy for the fluid H_2O-CO_2-NaCl , including also terms responsible for the interaction of the fluid with the solid phase of NaCl. The model allows predicting physical-chemical properties of the fluid, participating in the majority of deep petrogenic processes: the phase state of the system (homogeneous or multi-phase fluid, presence or absence of the solid NaCl), chemical activities of the components, densities of the fluid phases. and concentrations of the components in the co-existing phases. The P-T dependencies of coefficients of the equation for the Gibbs excess free energy are expressed via molar volumes of water and CO₂ at corresponding pressure and temperature. The numerical parameters of the model are obtained by fitting of experimental data on the phase state (homogeneous or multi-phase) of the fluid system in the range of pressures from 1 to 9 kbar and temperatures from 500 to 930°C. The parametrization of the P-T dependencies via molar volumes of the fluid components provides applicability of the model for pressures and temperatures beyond the experimental region, namely up to P = 20 kbar and up to T = 1400 °C. The validity of the model above these P-T parameters is limited due the properties of the thermodynamic description of the CO_2 employed.

Keywords: middle and lower crust, fluid system H_2O-CO_2-NaCl , equation of state, thermodynamic model, phase state, density and compressibility of fluid, composition and activity of components

УДК 550.4.02

ФОРМА ВЫДЕЛЕНИЙ МЕТАЛЛИЧЕСКОГО ЖЕЛЕЗА В ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫХ СТЕКЛАХ: НЕ ВЕРЬ ГЛАЗАМ СВОИМ?

© 2021 г. А.А.Борисов*

Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, Москва, Россия *e-mail: aborisov@igem.ru

> Поступила в редакцию 25.02.2020 г. После доработки 15.03.2020 г. Принята к публикации 21.05.2020 г.

При температуре 1400°С и общем давлении 1 атм. проведено экспериментальное исследование форм выделения металлического железа, выпадающего из расплава при резком уменьшении fO_2 . Летучесть кислорода в опытах задавалась газовой смесью CO/CO₂. Показано, что первоначально металлическое железо представлено хорошо ограненными кристаллами, большей частью связанными в "сетку", расположенную вблизи поверхности расплава. При увеличении длительности опыта железо теряет четко выраженную кристаллическую форму. Скопления железа при большом увеличении создают полную иллюзию того, что исходное железо до закалки было расплавленным, хотя температура опытов поддерживалась на 140°С ниже точки плавления чистого железа. Рассмотрены экспериментальные работы с похожими результатами.

Ключевые слова: металлическое железо, силикатный расплав, эксперимент, летучесть кислорода **DOI:** 10.31857/S0869590321010027

введение

Взаимное расположение фаз и их габитус в магматических породах несут информацию о порядке кристаллизации и, частично, о температуре кристаллизации минералов из расплава. Принято считать, что если кристалл фазы А образует включение в кристалле фазы В, то А кристаллизовался раньше В. Если фаза С (металл, сульфид) образует каплевидные выделения в окружающем стекле/породе, то температура, с которой произошла закалка расплава, предполагается выше точки плавления С. Аналогично, если фаза С имеет четко выраженные кристаллические формы, то мы можем предположить, что температура расплава была ниже точки плавления С.

Представленные ниже экспериментальные факты и фотографии призваны показать, что к наблюдаемым взаимоотношениям фаз в породе (текстурно-структурным) не всегда применима стандартная интерпретация.

МЕТОДИКА ЭКСПЕРИМЕНТОВ

Эксперименты выполнены в вертикальной трубчатой печи с регулированием летучести кислорода в Институте геологии и минералогии Кельнского Университета (Кельн, Германия). Для задания необходимого значения fO_2 была использована газовая смесь CO/CO₂ и для определения температуры в рабочей зоне печи — термопара типа ТПР. Погрешности в определении температуры и $\lg fO_2$ не превышали $\pm 2^{\circ}$ С и ± 0.2 соответственно.

Эксперименты выполнены методом петли, т.е. путем насыщения железом исходного расплава, висящего внутри железной петли диаметром около 2.5 мм. Петли были изготовлены из узких полос (1–1.5 мм) фольги толщиной 0.1 мм (чистота металла (Fe) не хуже 99.95%, производство Chempure®).

В качестве базового модельного силиката использовался расплав состава эвтектики в системе диопсид—анортит (DA). Этот состав был ранее использован в экспериментах (Borisov et al., 2006), поэтому растворимость железа в нем хорошо известна. Напомним, что температура плавления чистого железа составляет 1538°С, температура плавления состава DA – около 1274°С.

Исходная задача — определение времени достижения равновесия методом подхода с двух сторон. Эксперименты были выполнены следующим образом. Два образца состава DA на железных петлях были выдержаны при 1400° C и $10^{-11.8}$ атм. в течение 4 ч и закалены. Мы не анализировали содержание железа в данных стеклах, однако аналогичный состав при сходных условиях, исследованный в работе (Borisov et al., 2006), содержит 6.54 мас. % FeO. В дальнейшем эти образцы использовались для опытов при той же температуре

Образец	Выд.	SiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	s.d.	MgO	CaO	Сумма
DAFe-63	1.0	50.22	15.08	2.02	0.03	10.40	23.20	100.93
DAFe-62	2.0	49.65	14.87	2.43	0.02	10.29	22.99	100.23
DAFeR-62	То же	49.73	14.73	3.55	0.04	10.11	22.76	100.87
DAFe-61	4.0	49.32	14.82	2.79	0.03	10.31	22.92	100.16
DAFe-60	16.0	49.05	14.91	3.08	0.02	10.35	23.07	100.46
DAFeR-60	То же	49.03	14.91	3.23	0.03	10.28	23.03	100.48

Таблица 1. Экспериментальные условия и составы экспериментальных стекол (мас. %)

Примечание. Одинаковые номера образцов означают, что они получены в одной и той же плавке, R – обратимый эксперимент (подход к равновесию сверху), Выд. – выдержка (в часах), s.d. – стандартное отклонение. Все плавки выполнены при 1400°С и lg/O₂ = –12.61.

1400°С, но существенно более низкой летучести кислорода (10-12.6 атм.), где ожидаемая растворимость железа составляет около 3 мас. % FeO. Иными словам, данные образцы с исходно более высоким содержанием железа обеспечивали полход к равновесию сверху (обратимые опыты). В паре с исходно высокожелезистыми образцами в экспериментах был использован исходно безжелезистый состав, обеспечивая подход к равновесию снизу (прямые опыты). Одна пара (DAFe-62 и DAFeR-62) выдержана в течение двух часов, другая пара (DAFe-60 и DAFeR-60) - при тех же условиях, но в течение 16 ч. Дополнительно проведено два прямых опыта длительностью 1 и 4 ч. Закаленные образцы представляют собой стеклянные таблетки диаметром 2.5 мм и толщиной 1-1.5 мм, обернутые железной фольгой по всему диаметру. Таблетки образцов плашмя уложены в шашку, залиты эпоксидной смолой, отполированы и приготовлены для анализа.

Анализ выполнен на микрозонде JEOL Superprobe (Институт геологии и минералогии Кельн-



Рис. 1. Растворимость железа в расплаве состава эвтектики системы диопсид–анортит при температуре 1400° С и летучести кислорода $10^{-12.61}$ атм.: подход к равновесию с двух сторон.

ПЕТРОЛОГИЯ том 29 № 1 2021

ского Университета, Кельн, Германия), при этом природный альбит, корунд и диопсид, а также металлическое железо были использованы в качестве стандартов. Ускоряющее напряжение составляло 15 кВ, ток зонда 15 нА и время счета 40 с. От 7 до 10 точек было проанализировано в каждом образце, усредненные данные наряду с условиями опытов приведены в табл. 1.

РЕЗУЛЬТАТЫ ЭКСПЕРИМЕНТОВ И ИХ ОБСУЖДЕНИЕ

Время достижения равновесия металл/расплав

На рис. 1 представлены результаты опытов по растворимости железа в зависимости от времени выдержки. Как видно из рис. 1, для достижения равновесия в гаплобазальтовом расплаве DA при температуре 1400°С требуется минимум 8 ч. Для этой выдержки среднее содержание FeO (3.16 мас. %) близко к таковому в прямом ($3.08 \pm 0.02\%$) и обратимом ($3.23 \pm 0.03\%$) опытах, хотя и несколько выходит за пределы ошибки анализа. Интересно, что для опытов с длительностью 2 ч подход сверху дает "более равновесные" результаты (избыток FeO относительно равновесного содержания составляет 0.39%), чем подход снизу (дефицит FeO относительно равновесного слевляет 0.73%).

Формы выделения металлического железа в обратимых опытах

Принимая вес экспериментальных стекол за 15–20 мг, можно подсчитать, что из расплава, предварительно наплавленного при $10^{-11.8}$ атм., в ходе обратимых экспериментов при $10^{-12.6}$ атм. выпало 0.3–0.5 мг железа в виде металла. Содержание FeO в данных стеклах не превышает 3.6 мас. %, при этом доля Fe₂O₃ пренебрежимо мала (рассчитанное по модели (Borisov et al., 2018) соотношение Fe³⁺/Fe_{tot} < < 0.009). Экспериментальные стекла прозрачные, бледно-голубого цвета. Выпавшее металлическое железо в стеклах может быть изучено с помощью оптического микроскопа. Общий вид образцов DAFeR-62 и DAFeR-60 показан на рис. 2. По-

скольку выпадение железа в ходе обратимых опытов начиналось с поверхности расплава, висящего в петле, в закаленных образцах оно должно быть сконцентрировано вблизи поверхности стеклянной таблетки. Одна поверхность таблетки отполирована, но выделения металлического железа, сконцентрированные на другой поверхности, хорошо видны сквозь прозрачное стекло образцов.

Из рис. 2 видно, что опыты с длительностью 2 и 16 ч резко отличаются. В образце DAFeR-62 кристаллы железа размером около 15 мкм четко выражены и связаны в своеобразную "сеть", покрывающую почти всю поверхность стекла. В образце DAFeR-60 "сеть" сильно разрушена, а выделения железа потеряли кристаллический габитус. Разница между образцами еще более заметна при большом увеличении (рис. 3). В образце DAFeR-62 не вызывает сомнения кристаллическая природа выделений железа. Напротив, в образце DAFeR-60 форма скоплений железа создает полную иллюзию того, что исходное железо до закалки было расплавленным. Еще раз подчеркнем, что температура опытов (1400°С) поддерживалась примерно на 140°С ниже точки плавления чистого железа.

Состав железа на зонде не анализировался, и мы не можем сказать, насколько чистым является данный металл. В данной серии единственной потенциально опасной микропримесью является углерод. В соответствие с фазовой диаграммой Fe-C (например, Okamoto, 1992) при 1400°C уже 1.7 мас. % С в сплаве достаточно для его полного плавления. Содержание углерода в металле на солидусе аустенит + расплав еще ниже, около 0.7 мас. %.

Содержание углерода в жидких и твердых сплавах представляет большой интерес для металлургии чугуна и стали, потому многократно исследовалось. Мы воспользовались первичными данными (Ban-ya et al., 1970) по растворимости углерода в твердом железе в равновесии с газовой фазой СО-СО₂ в температурном интервале 900–1400°С. Авторы предположили, что насыщение железа углеродом из газовой фазы протекает в соответствии с реакцией:

$$CO_2(g) + C(in \gamma - Fe) = 2CO(g).$$
(1)

Тогда константа реакции (1) равна:

$$K_1 = p_{\rm CO}^2 / (p_{\rm CO_2} X_{\rm C} \gamma_{\rm C}),$$
 (2)

где p_{CO} и p_{CO_2} – парциальное давление CO и CO₂ в газовой фазе, а X_C и γ_C – соответственно мольная доля и коэффициент активности углерода в аустените. Выражение (2) может быть преобразовано:

$$X_{\rm C} = \left(p_{\rm CO}^2 / p_{\rm CO_2} \right) / (K \gamma_{\rm C}). \tag{3}$$

Если величина $\gamma_{\rm C}$ постоянна (или линейно зависит от $X_{\rm C}$), то растворимость углерода в аустените при постоянной температуре линейно зависит от





Рис. 2. Общий вид образцов DAFeR-62 (а) и DAFeR-60 (б).

Размер петель — около 2.5 мм. Выделения металлического железа, сконцентрированные на поверхности, хорошо видны сквозь прозрачное стекло образцов.

соотношения p_{CO}^2/p_{CO_2} в газовой фазе. В статье (Вап-уа et al., 1970) приведено шесть опытов при температуре 1400°С и в интервале p_{CO}^2/p_{CO_2} от 104 до 274. Растворимость углерода в аустените при этом возрастает от 0.11 до 0.26 мас. %. Полученные данные хорошо ($R^2 = 0.99$) описываются зависимостью:



Рис. 3. Вид образцов DAFeR-62 (а) и DAFeR-60 (б) при большом увеличении. Возрастание выдержки с 2 до 16 ч приводит к потере железом кристаллической формы. Скопления металла приобретают "псевдорасплавную" форму.

C(mac. %) =
$$0.000865 p_{CO}^2 / p_{CO_2} + 0.026.$$
 (4)

В соответствие с уравнением (4) солидус аустенит + + расплав (С ≈ 0.7 мас. %) будет достигнут в опытах, где в газовой фазе соотношение $p_{CO}^2/p_{CO_2} = 780$. Для наших опытов ($p_{CO}^2/p_{CO_2} = 99$) ожидаемое содержание углерода в железе составляет лишь 0.112 мас. %. Таким образом, вхождение углерода в железо не может являться причиной плавления исходных кристаллов железа. Да и сами опыты, напоминаем, выполнены в железных петлях. В случае существенного вхождения углерода в металлические петли они бы разрушились, и эксперименты были бы утеряны.

Какова причина образования расплавоподобных форм выделения металлического железа в длительных опытах?

У нас нет однозначного ответа на этот вопрос. Скорее всего, работает механизм коалесценции, описанный для пересыщенных растворов, т.е. рост более крупных зерен за счет растворения мелких

ПЕТРОЛОГИЯ том 29 № 1 2021

(Лифшиц, Питаевский, 1979, §100). Известно также, что, несмотря на малый размер петель и практически полное отсутствие температурного градиента в рабочей зоне печи, в металлических петлях наблюдается конвекция расплава (Borisov, 2001). Иными словами, в нашем случае конвекция помогает диффузии в процессе поглощения мелких кристаллов железа более крупными образованиями. Вероятно, в экспериментах с существенно более длительной выдержкой мы бы увидели одно или несколько крупных каплевидных скоплений железа. Возможно также, что для кристаллов существенно меньшего размера, чем наши (15 мкм), время приобретения ими "псевдорасплавной" формы значительно уменьшается.

Расплавоподобные скопления металла, полученные ниже точки его плавления, известны в экспериментальной практике, хотя авторы работ зачастую не акцентируют на этом внимание. В начале 90-х годов прошлого столетия, в интересах будущих поселений человека на Луне, разрабатывались методы производства кислорода из местных лунных материалов (Taylor, Carrier, 1992). Было показано, что наиболее перспективным является процесс высокотемпературного восстановления лунных пород и минералов водородом. Поскольку реакция восстановления:

FeO(ильменит, реголит, лунное стекло и т.п.) +
$$H_2 = H_2O + Fe(металл)$$
 (5)

сопровождается образованием металлического железа, эти работы представляют интерес для данного обсуждения. М. Гибсон с соавторами (Gibson et al., 1994) проводил эксперименты в температурном интервале 900-1050°С по восстановлению водородом толченого лунного базальта (обр. 70035), состоящего преимущественно из плагиоклаза, клинопироксена и ильменита. Интересно, что выделения железа на поверхности ильменита при большом увеличении (см. Fig. 5 in Gibson et al., 1994) имеют каплевидную (диаметром 1-3 мкм) и червеобразную (длинной до 20 мкм) форму и в чем-то напоминают выделения железа на рис. 36 в настоящей статье). С. Аллен с соавторами (Allen et al., 1994) провел аналогичные эксперименты с высокотитанистой лунной почвой (фракция с размером зерен <250 мкм) и высокожелезистым лунным вулканическим стеклом (средний размер зерен 40 мкм) в интервале температур 900-1100°С. После восстановления водородом на поверхностях фаз также наблюдались субмикронные выделения металлического железа каплевидной формы.

Наиболее интересный пример, найденный нами в литературе, описан в (Roedder, Weiblen, 1971) и включен ими в раздел "Нерешенные проблемы". Авторы исследовали расплавные включения размером 5-50 мкм в лунных (Аполлон 11 и Аполлон 12) и земных (Гавайи) оливинах. В некоторых включениях после нагрева они обнаружили шарики почти чистого железа, хотя температура гомогенизации была как минимум на 300°С ниже точки плавления железа. Позднее М. Сато (Sato, 1976) предположил, что проблема, поставленная в (Roedder, Weiblen, 1971), может быть решена, если допустить, что ликвидусный оливин захватывал чешуйки графита, стабильного при высоких давлениях. При гомогенизации такого включения при нормальном давлении графит восстанавливает железо в виде жидкого сплава Fe-C. При дальнейшем росте эти шарики становятся все менее и менее насыщены углеродом, приближаясь к почти чистому железу. Мы не отрицаем возможную роль углерода в восстановлении FeO в расплаве включения до металла, хотя и иные восстановители (по крайней мере, для лунных пород) широко обсуждаются в литературе и подробно рассмотрены в статье (Sato, 1976). Заметим только, что наши наблюдения показывают, что железо (неважно, каким образом полученное) изначально вполне может иметь вид четко выраженных кристаллов.

Однако в ходе высокотемпературной выдержки микронные и субмикронные кристаллы могут быстро приобретать "псевдорасплавную" форму.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

На установке с регулируемой летучестью кислорода при 1400°С проведено экспериментальное исследование форм выделения металлического железа, выпадающего из расплава при резком уменьшении летучести кислорода.

Показано, что первоначально металлическое железо представлено хорошо ограненными кристаллами, большей частью связанными в "сетку", расположенную на поверхности расплава. При увеличении длительности опыта железо теряет четко выраженную кристаллическую форму. Скопления железа при большом увеличении создают полную иллюзию того, что исходное железо до закалки было расплавленным, хотя температура опытов поддерживалась на 140°С ниже точки плавления железа.

Благодарности. Автор благодарен И.П. Солововой за помощь с фотографиями образцов и А.В. Гирнису за критические замечания, способствовавшие улучшению данной статьи.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Лифшиц Е.М., Питаевский Л.П. Физическая кинетика. М.: Наука. Гл. ред. физ.-мат. лит., 1979. Т. Х. 528 с.

Allen C.C, Morris R.V., McKay D.S. Experimental reduction of lunar mare soil and volcanic glass // Journal of Geophysical Research. 1994. V. 99. P. 23173–23185.

Ban-ya S., Elliott J.F., Chipman J. Thermodynamics of austenitic Fe–C alloys // Metallurgical and Material Transactions. 1970. V. 1. P. 1313–1320.

Borisov A. Loop technique: dynamic of metal/melt equilibration // Mineralogy and Petrology. 2001. V. 71. P. 87–94.

Borisov A., Lahaye Y., Palme H. The effect of sodium on the solubilities of metals in silicate melts // American Mineralogist. 2006. V. 91. P. 762–771.

Borisov A., Behrens H., Holtz F. Ferric/ferrous ratio in silicate melts, a new model for 1 atm data with special emphasis on the effects of melt composition // Contribution to Mineralogy and Petrology. 2018. V. 173. Article 98.

Gibson M.A., Knudsen C.W., Brueneman D.J. et al. Reduction of lunar basalt 70035: Oxygen yield and reaction product analysis // Journal of Geophysical Research. 1994. V. 99. P. 10887–10897.
Okamoto H. The C-Fe (Carbon-Iron) System // Journal of Phase Equilibria. 1992. V. 13. P. 543–564.

Roedder E., Weiblen P.W. Petrology of silicate melt inclusions, Apollo 11 and Apollo 12 and terrestrial equivalents // Lunar Science Conference Proceedings. 1971. V. 2. P. 507–528.

Sato M. Oxygen fugacity and other thermochemical parameters of Apollo 17 high-Ti basalts and their implications on

the reduction mechanism // Lunar Science Conference Proceedings. 1976. V. 7. P. 1323–1344.

Taylor L.A., Carrier III W.D. The feasibility of processes for the production of oxygen on the Moon // Eds. W.Z. Sadeh, S. Sture, R.J. Miller. Engineering, Construction and Operations in Space III, American Society of Civil Engineers. N.Y., 1992. P. 752–762.

The Habitus of Metallic Iron in Experimental Glasses: do not Believe Your Eyes?

A. A. Borisov

Institute of Geology of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy, and Geochemistry, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia

An experimental study of the form of metallic iron deposited from silicate melt at a sharp decrease in fO_2 was conducted at 1400°C and 1 atm total pressure. The oxygen fugacity was controlled by the CO/CO₂ gas mixture. It was demonstrated that the metallic iron forms initially a net of well grained iron crystals near the melt surface. With an increase in experimental duration the iron loses the crystalline form. At a high magnification it looks like being melted before quenching, although the experimental temperature was fixed 140°C below the melting point of pure iron. Experimental studied with similar results are reviewed.

Keywords: metallic iron, silicate melt, experiment, oxygen fugacity

АВТОРСКИЙ УКАЗАТЕЛЬ Тома 28 за 2020 г.

DOI: 10.31857/S0869590321010076

Абрамов С.С., Расс И.Т., Кононкова Н.Н. Фениты Вишневогорского миаскит-карбонатитового	3	298-323
комплекса (Южный Урал): происхождение метасоматической зональности, термодинамиче-		
ское моделирование условий образования		
Андреева О.А., Андреева И.А., Ярмолюк В.В., Jianqing Ji, Xin Zhou, Борисовский С.Е. Силикатная	4	393-412
жидкостная несмесимость как результат феннеровского типа дифференциации толеитовых		
магм вулкана Ван-Тянь (Северо-Восточный Китай)		
Березин А.В., Салимгараева Л.И., Скублов С.Г. Эволюция состава минералов при эклогитовом	1	85-107
метаморфизме в Беломорском подвижном поясе (на примере о-ва Виченная Луда)		
Бушмин С.А., Вапник Е.А., Иванов М.В., Лебедева Ю.М., Савва Е.В. Флюиды гранулитов высо-	1	23-54
ких давлений		
Гусев Н.И., Сергеева Л.Ю., Ларионов А.Н., Скублов С.Г. Реликты эоархейской континентальной	2	115-138
коры Анабарского щита, Сибирский кратон		
Добрецов Н.Л., Скляров Е.В., Буслов М.М., Куликова А.В., Лавренчук А.В. Эклогитоподобные	6	591-609
метагаббро Ольхонского террейна, Западное Прибайкалье		
Дубинина Е.О., Крамчанинов А.Ю., Силантьев С.А., Бортников Н.С. Влияние скорости осажде-	4	413-430
ния на изотопный состав (δ^{18} O, δ^{13} C и δ^{88} Sr) карбонатов построек поля Лост Сити (Срединно-		
Атлантический хребет, 30°с.ш.)		
Дубинина Е.О., Андреева О.А., Авдеенко А.С., Андреева И.А., Jianqing Ji. Фракционирование изо-	5	545-560
топов кислорода в системе фенокрист—расплав: оценка равновесий в щелочных лавах вулкана		
Чанбайшань (Северо-Восточный Китай)		
Емельянова Т.А., Петрищевский А.М., Изосов Л.А., Ли Н.С., Пугачев А.А. Позднемезозойско-	5	468-481
кайнозойские этапы вулканизма и геодинамика Японского и Охотского морей		
Ерофеева К.Г., Самсонов А.В., Степанова А.В., Ларионова Ю.О., Дубинина Е.О., Егорова С.В.,	4	370-392
Арзамасцев А.А., Ковальчук Е.В., Абрамова В.Д. Фенокристы оливина и пироксена как источ-		
ники информации о первичном расплаве и его коровой эволюции на примере пикродолери-		
товых интрузивов с возрастом 2.40 млрд лет Кольско-Норвежского террейна, Северная		
Фенноскандия		
Каргин А.В., Носова А.А., Сазонова Л.В., Пересецкая Е.В., Голубева Ю.Ю., Лебедева Н.М.,	4	341-369
Третяченко В.В., Хвостиков В.А., Бурмий Ж.П. Состав ильменита как индикатор условий фор-		
мирования промышленно-алмазоносных и безрудных кимберлитов Архангельской алмазо-		
носной провинции		
Козаков И.К., Анисимова И.В., Сальникова Е.Б., Ларин А.М., Ковач В.П., Плоткина Ю.В., Федо-	2	139–149
сеенко А.М. Анортозиты Олонхудукского массива Байдарикского террейна Центрально-Ази-		
атского складчатого пояса: геологическое положение, возраст		

Козловский В.М., Травин В.В., Саватенков В.М., Терентьева Л.Б., Сальникова Е.Б., Курдюков Е.Б.	2	184-209
Термобарометрия палеопротерозойских метаморфических событий центральной части Бело-		
морского подвижного пояса, Северная Карелия		
Лиханов И.И. Метаморфические индикаторы геодинамических обстановок коллизии, растя-	1	4-22
жения и сдвиговых зон земной коры		
Лиханов И.И. Неустойчивость парагенезисов "тройной точки" Al ₂ SiO ₅ как следствие полиме-	6	610-627
таморфизма высокоглиноземистых метапелитов		
Максименко Н.И., Шумилова Т.Г., Ковальчук Н.С. Петрологическая характеристика разновид-	6	628-649
ностей зювитов Карской астроблемы (Пай-Хой, Россия)		
Никитина Л.П., Гончаров А.Г., Богомолов Е.С., Беляцкий Б.В., Крымский Р.Ш., Приходько В.С.,	2	210-224
Бабушкина М.С., Караман А.А. Геохимия и Nd-Sr-Os изотопная систематика мантийных ксе-		
нолитов из перидотитов субконтинентальной литосферной мантии в зоне сочленения Сибир-		
ского кратона и Центрально-Азиатского складчатого пояса		
Саватенков В.М., Козловский А.М., Ярмолюк В.В., Руднев С.Н., Оюунчимэг Ц. Рb и Nd изотоп-	5	451-467
ная систематика гранитоидов Озёрной зоны, Монгольского и Гобийского Алтая как отраже-		
ние процессов корообразования в Центрально-Азиатском орогенном поясе		
Савина Е.А., Перетяжко И.С., Хромова Е.А., Глушкова В.Е. Плавленые породы (клинкеры и	5	482-510
паралавы) пирометаморфического комплекса Хамарин-Хурал-Хид, Восточная Монголия:		
минералогия, геохимия, процессы образования		
Скляров Е.В., Лавренчук А.В., Федоровский В.С., Гладкочуб Д.П., Донская Т.В., Котов А.Б.,	1	55-71
Мазукабзов А.М., Старикова А.Е. Региональный и контактовый метаморфизм и автометамор-		
физм Ольхонского террейна, Западное Прибайкалье		
Служеникин С.Ф., Малич К.Н., Туровцев Д.М., Григорьева А.В., Баданина И.Ю. Зубовский тип	5	511-543
дифференцированных базит-гипербазитовых интрузивов Норильского района: петрогеохи-		
мические характеристики и рудоносность		
Степанова А.В., Самсонов А.В., Ларионова Ю.О., Егорова С.В., Арзамасцев А.А., Сальникова Е.Б.,	3	227-253
Веселовский Р.В., Ерофеева К.Г., Стифеева М.В. Палеопротерозойские (1860 млн лет) мафиче-		
ские силлы І-типа в Мурманском кратоне, Северо-Восточная Фенноскандия: петрология и		
тектоника внутриплитного магматизма в период сборки суперконтинента Нуна		
Стифеева М.В., Сальникова Е.Б., Арзамасцев А.А., Котов А.Б., Гроздев В.Ю. Кальциевые гра-	1	72-84
наты как источник информации о возрасте щелочно-ультраосновных интрузий Кольской		
магматической провинции		
Перетяжко И.С., Савина Е.А., Сук Н.И., Котельников А.Р., Сапожников А.Н., Шендрик Р.Ю.	3	254-279
Эволюция состава фторидно-кальциевого расплава по экспериментальным данным и про-		
цессы образования флюорита в риолитах		
Пшеницын И.В., Арискин А.А., Николаев Г.С., Кислов Е.В., Корост Д.В., Япаскурт В.О.,	3	280-297
Соболев С.Н. Морфология, минералогия и состав сульфидных капель в пикродолеритах из		
придонных апофиз Йоко-Довыренского расслоенного интрузива		
Павленкова Н.И. Петрофизические особенности структуры верхней мантии Северной Евра-	3	324-336
зии и их природа		
Перцев А.Н., Бельтенев В.Е. Реакционные микроструктуры в абиссальных перидотитах на	4	431-445
17°04′-17°10′ с.ш. Срединно-Атлантического хребта		

Чащин В.В., Баянова Т.Б., Савченко Е.Э., Киселева Д.В., Серов П.А. Петрогенезис и возраст	2	150-183
пород нижней платиноносной зоны Мончетундровского базитового массива, Кольский полу-		
остров		
Шарапов В.Н., Томиленко А.А., Кузнецов Г.В., Перепечко Ю.В., Сорокин К.Э., Михеева А.В., Семенов Ю.И. Механизмы частичного плавления метасоматизированных мантийных ультра- базитов под Авачинским вулканом (Камчатка) и рост минералов из газовой фазы в трещинах	6	650-672
Ярмолюк В.В., Козловский А.М., Саватенков В.М., Кудряшова Е.А. Позднемезозойская Восточно-Монгольская вулканическая область: строение, магматические ассоциации, источ- ники магматизма	6	563-590
Посвящается памяти члена-корреспондента РАН С.П. Кориковского (1936–2018 гг.)	1	3
90-летний юбилей Института геологии рудных месторождений петрографии, минералогии и геохимии Российской академии наук	4	339-340
Вниманию авторов	1; 4	110–112; 446–448
Авторский указатель тома 27 за 2019 г.	1	110-112