УДК 552.331(571.54)

ВОЗРАСТ, МИНЕРАЛОГИЧЕСКАЯ И ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКИ ПОРОД ЧИНИНСКОГО ЩЕЛОЧНОГО МАССИВА (Западное Забайкалье)

И.А. Избродин¹, А.Г. Дорошкевич^{1,2}, М.О. Рампилов¹, Г.С. Рипп¹, Е.И. Ласточкин¹, В.Б. Хубанов¹, В.Ф. Посохов¹, Н.В. Владыкин³

¹Геологический институт СО РАН, 670047, Улан-Удэ, ул. Сахьяновой, ба, Россия

²Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, 630090, Новосибирск, просп. Академика Коптюга, 3, Россия ³Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, 664033, Иркутск, ул. Фаворского, 1А, Россия

Геохимическими и U-Pb геохронологическими исследованиями установлено, что щелочные сиениты Чининского массива имеют возраст 311.4±1.8 млн лет и, в отличие от большинства массивов Витимской зоны развития щелочного магматизма, калиевую специализацию. По геохимическим особенностям породы близки к нефелиновым сиенитам Сыннырского массива, возраст которых составил 289.5±3.5 млн лет. Источником щелочных сиенитов Чининского массива, наиболее вероятно, были коровые протолиты.

Щелочные и нефелиновые сиениты, высококалиевые породы, позднепалеозойский магматизм, источники, Западное Забайкалье.

AGE AND MINERALOGICAL AND GEOCHEMICAL PARAMETERS OF ROCKS OF THE CHINA ALKALINE MASSIF (western Transbaikalia)

I.A. Izbrodin, A.G. Doroshkevich, M.O. Rampilov, G.S. Ripp, E.I. Lastochkin, V.B. Khubanov, V.F. Posokhov, and N.V. Vladykin

Geochemical and U–Pb geochronological studies have shown that the alkali syenites of the China massif have an age of 311.4 ± 1.8 Ma and potassic specialization in contrast to most massifs of the Vitim alkalinemagmatism zone. The rocks are similar in geochemistry to the nepheline syenites of the Synnyr massif, dated at 289.5 ± 3.5 Ma. The alkali syenites of the China massif formed, most likely, from crustal protoliths.

Alkali and nepheline syenites, high-K rocks, Late Paleozoic magmatism, sources, western Transbaikalia

введение

Витимская зона развития щелочного магматизма в Западном Забайкалье включает более 20 массивов щелочных пород, располагающихся в полосе северо-восточного простирания протяженностью свыше 450 км и шириной около 50 км (рис.1). Эти массивы были отнесены к позднепалеозойской щелочно-габброидной ассоциации (сайженский комплекс) [Конев, 1982; Шаракшинов, 1984]. До последнего времени оценки возраста основывались на геологических соотношениях или неустойчивых к более поздним изменениям в Rb-Sr и K-Ar изотопных системах. Широкий интервал значений возраста пород (595—167 млн лет) не позволял объединять их в определенный этап и связать с каким-либо геодинамическим событием. Выполненные нами геохронологические исследования щелочных массивов [Doroshkevich et al., 2012; Дорошкевич и др., 2012а,6, 2014] позволили сделать вывод как минимум о двух этапах их формирования: раннепалеозойском (520—485 млн лет) и позднепалеозойском (309—290 млн лет). Породы обоих этапов характеризуются натриевой или реже калиево-натриевой специализацией. В отличие от них, Чининский массив имеет калиевую специализацию и близок к ультракалиевым интрузиям (Сыннырская и Южно-Сакунская) Байкало-Становой рифтовой области. В опубликованных материалах [Шаракшинов, 1975, 1984; Конев, 1982; Шаракшинов и др., 1991] отсутствуют данные о возрасте Чининского массива, а вещественно-петрологические сведения о породах приведены не в полном объеме.

В настоящей статье представлены геохронологическая и минералого-геохимическая характеристики пород Чининского массива, проведено сопоставление с щелочными породами Витимской и Байкало-Становой зон и на этой основе рассмотрены вопросы источников вещества для щелочных магм натриевой и калиевой специализации в Западном Забайкалье.

© И.А. Избродин[™], А.Г. Дорошкевич, М.О. Рампилов, Г.С. Рипп, Е.И. Ласточкин, В.Б. Хубанов, В.Ф. Посохов, Н.В. Влалыкин, 2017

[™]e-mail: izbrodin@gin.bscnet.ru



Рис. 1. Схематическая геологическая карта Чининского массива (по С.В. Костромину, с упрощениями).

1 — глинистые и серицитовые сланцы; 2 — известняки и доломиты; 3 — мелкозернистые сиениты краевой зоны; 4 — сиениты «промежуточной зоны»; 5 — крупно- и гигантозернистые породы центральной части; 6 — граниты и гранодиориты; 7 — место отбора проб для геохронологического изучения. На врезке — местоположение Чининского массива: 1 — Ангаро-Витимский гранитный батолит, 2 — щелочные массивы Витимского плоскогорья с U-Pb и Ar-Ar данными (млн лет).

МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

Исследования минералов проводились на электронном сканирующем микроскопе LEO–1430 с IncaEnergy-300 в ГИН СО РАН (г. Улан-Удэ). Анализ полевого шпата осуществлялся расфокусированным лучом из-за того, что минерал представляет собой тонкозернистый мезопертировый агрегат калиевого полевого шпата и альбита. Определения химического и микроэлементного состава пород осуществлялись в ИГГ УрО РАН (г. Екатеринбург) и ГИН СО РАН с использованием традиционных методов анализа и ICP-MS.

U-Pb (SHRIMP-II) датирование цирконов проводилось в Центре изотопных исследований ВСЕ-ГЕИ (г. Санкт-Петербург). Кристаллы циркона были имплантированы в эпоксидную смолу вместе с зернами геохронологического стандарта циркона ТЕМОRA и 91500. Для выбора места локального U-Pb датирования использовались оптические, BSE и катодолюминесцентные изображения, отражающие внутреннее строение и зональность кристаллов циркона. Измерения U-Pb отношений проводились по методике, описанной в работе [Williams, 1998]. Интенсивность первичного пучка молекулярного кислорода составляла 4 нА, диаметр пятна (кратера) пробоотбора — 25 мкм при глубине до 5 мкм. Обработка полученных данных осуществлялась с помощью программы SQUID [Ludwig, 2000]. U-Pb отношения нормализовались на значение 0.0668, приписанное стандартному циркону TEMORA, что соответствует возрасту этого циркона 416.75 млн лет [Black et al., 2003]. Погрешности единичных анализов (отношений и возрастов) приводятся на уровне 1σ, а вычисленных конкордантных возрастов — на уровне 2σ. Для построения графиков с конкордией использовалась программа ISOPLOT/EX [Ludwig, 1999].

U-Pb геохронологические исследования цирконов методом LA-SF-ICP-MS выполнены в лаборатории физических методов ГИН СО РАН [Хубанов и др., 2016] на масс-спектрометре высокого разрешения Element XR (Thermo Fisher Scientific) с системой пробоотбора лазерной абляцией UP-213 (New Wave Research). Датирование выполнено по единичным зернам цирконов, имплантированным в эпоксидную смолу вместе с зернами цирконовых стандартов TEMORA-II [Black et al., 2003] и Plešovice [Sláma et al., 2008]. Цирконы были сошлифованы и приполированы приблизительно на половину своей толщины. Для выбора участков (точек) датирования на поверхности зерен использовались оптические изображения и данные сканирующей электронной микроскопии. Цирконы облучались импульсным лазерным лучом с частотой 10 Гц, диаметром 25 мкм в течение 30 с. Испаренные частицы из лазерной установки выносились потоком гелия, который перед подачей в масс-спектрометр смешивался с потоком аргона. Магнитно-секторным масс-спектрометром с индуктивно связанной плазмой измерялся аналитический сигнал восьми изотопов: 202 Hg, 204 (Hg+Pb), 206 Pb, 207 Pb, 208 Pb, 232 Th, 235 U, 238 U. Коррекция дрейфа сигнала измеряемых изотопов, учет фоновых сигналов, расчет изотопных отношений и их погрешностей проведены в программе Glitter [Griffin et al., 2008]. Возрасты оценены методом построения 206 Pb/ 238 U— 207 Pb/ 235 U диаграммы с конкордией и вычисления средневзвешенных значений с помощью макроса ISOPLOT-3 [Ludwig, 2003].

Изотопный состав кислорода в силикатах, фосфатах и оксидах определялся в ГИН СО РАН на масс-спектрометре Finnigan MAT 253 с помощью метода лазерного фторирования [Sharp, 1990]. Образцы нагревались 100 Вт CO₂ лазером в атмосфере BrF₅. В качестве эталонов применялись международные стандартные материалы: кварц NBS-28 (9.65 ‰, n = 10) и биотит NBS-30 (5.11 ‰, n = 15). Стандарт граната UWG-2 (5.88 ‰) анализировался в процессе каждого опыта для обеспечения большей точности. На основании этих данных и воспроизводимости повторяющихся измерений погрешность значений δ^{18} О образцов не превышала 0.2 ‰.

Измерения изотопного состава неодима и концентраций Sm и Nd проводились на масс-спектрометре Finnigan MAT 262 в статическом двухленточном режиме с использованием рениевых и танталовых лент в Геологическом институте КНЦ РАН (г. Апатиты). Среднее значение отношения ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd в стандарте La Jolla за период измерений составило 0.511835±18 (n = 15). Ошибка в ¹⁴⁷Sm/¹⁴⁴Nd отношениях — 0.3 % (2σ) — среднее значение из 7 измерений в стандарте BCR. Погрешность измерения изотопного состава Nd в индивидуальном анализе не превышала 0.005 %. Холостое внутрилабораторное загрязнение по Nd равно 0.3 нг и по Sm равно 0.06 нг. Точность определения концентраций Sm и Nd ±0.5 %. Изотопные отношения были нормализованы по ¹⁴⁶Nd/¹⁴⁴Nd = 0.7219, а затем пересчитаны на принятое ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd = 0.511860 в стандарте La Jolla. При расчете величин $\varepsilon_{Nd}(T)$ и модельных возрастов T(DM) использованы современные значения CHUR [Bouvier et al., 2008] и DM [Goldstein, Jacobsen, 1988].

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА МАССИВА

Чининский массив нефелинсодержащих пород располагается на водоразделе рек Чина и Усой в верховьях бассейна р. Витим. Он имеет овально-вытянутую в плане форму размером 3×9 км (см. рис. 1). Массив сложен преимущественно мелкозернистыми щелочными сиенитами, которые к центру постепенно сменяются на среднезернистые. В центральной части массива отмечено тело гигантозернистых пироксен-гранат-полевошпатовых пород, имеющих четкий контакт с щелочными сиенитами.

Вмещающие породы представлены гранитами (PZ₃?), песчаниками с прослоями сланцев и известняками (Є). Сиениты массива рвут вмещающие породы. Песчаники подверглись ороговикованию. В экзоконтакте с карбонатными породами присутствуют магнезиальные скарны, сложенные пироксеном (диопсид-геденбергит), амфиболом (актинолит, паргасит), эпидотом, биотитом, апатитом, цирконом, торитом. Наиболее молодыми интрузивными образованиями, секущими породы массива, являются маломощные жилообразные тела мелкозернистых гранитов и аплитов.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Петрографическая и минералогическая характеристика пород

Мелко- и среднезернистые щелочные сиениты краевой и промежуточной зон имеют порфировидный облик, обусловленный наличием фенокристаллов калиевого полевого шпата (5—7 мм, реже до 20 мм), погруженных в пироксен-нефелин-полевошпатовую основную массу. Второстепенными и акцессорными являются магнетит, гранат, титанит, апатит, амфибол, биотит, циркон, алланит. Полевой шпат как матрицы, так и фенокристаллов представлен тонкозернистым мезопертитовым агрегатом альбита и калиевого полевого шпата (рис. 2). Иногда по краю зерен минерала основной массы развивается стрональсит. Нефелин представлен зернами округлой или неправильной формы. В краевой части массива минерал, как правило, нацело замещен агрегатами цеолита и минералами группы скаполита.



Рис. 2. Структурно-текстурные особенности в породах Чининского массива.

a, *б* — шлифы (николи ×) и *s*, *д* — фото в обратнорассеянных электронах. *a* — соотношение фенокриста КПШ с основной массой в центральной зоне; *б* — совместные прорастания клинопироксена и граната; *s* — мезопертитовый агрегат альбита и калиевого полевого шпата; *г* — зональный фенокристалл КПШ в основной массе сиенита промежуточной зоны; *д* — зерно клинопироксена с оторочкой биотит-калишпатового агрегата и включениями нефелина и граната. Ab — альбит, Afs — калиевый полевой шпат, Cpx — клинопироксен, Adr — андрадит, Nph — нефелин, Sph — титанит, Bt — биотит.



Рис. 3. Составы полевых шпатов (*a*) на диаграмме в координатах Ab—An—Or (альбит—анортит—ортоклаз) и нефелинов (*б*) в координатах Nph—Qz—Kls (нефелин—кварц—кальсилит) в щелочных породах Чининского массива.

1 — центральная, *2* — промежуточная, *3* — краевая зоны.

Пироксен-гранат-полевошпатовые породы центральной части массива состоят из кристаллов калиевого полевого шпата размером до 5 см, погруженных хаотично в крупнозернистую основную массу, сложенную преимущественно пироксеном, калиевым полевым шпатом и гранатом (см. рис. 2). Количество последнего достигает 35—40 %. В числе второстепенных и акцессорных в породе отмечены магнетит, титанит, апатит, амфибол. Фенокристаллы калиевого полевого шпата содержат пертитовые вростки шнуровидного, пятнистого альбита.

						30	на					
Компонент	Ц	ентральна	ая	про	омежуточн	ая		краевая		пр	омежуточн	ная
	Afs	Afs	Afs	Afs	Afs	Afs	Afs	Afs	Afs	Nph	Nph	Nph
SiO ₂ , мас. %	62.66	63.50	64.03	66.49	65.02	65.40	65.14	63.75	63.58	42.49	44.28	43.34
Al ₂ O ₃	19.99	18.97	18.55	19.22	18.10	18.57	18.46	18.04	18.54	33.14	33.73	32.54
FeO			_	—		_			_	0.46	_	0.68
CaO	1.25	0.41	0.25	—		_			_	0.28	_	0.25
Na ₂ O	5.55	3.90	2.79	6.01	2.75	2.35	3.96	2.55	5.59	15.6	16.03	15.83
K ₂ O	7.84	11.48	12.55	8.81	14.33	14.67	11.82	13.58	8.54	6.48	6.36	6.24
BaO	0.92	0.78	0.65	_		_	0.65	1.13	0.78	_	_	_
SrO	1.10	_	_	—		_		_	1.21	_	_	_
Сумма	99.31	99.04	98.82	100.53	100.20	100.99	100.03	99.05	98.24	98.45	100.40	98.88
					8 a	гомов				^		
Si, ф. ед.	2.89	2.94	2.98	2.98	2.99	2.99	2.99	2.98	2.96	2.08	2.11	2.11
Al	1.09	1.04	1.02	1.02	0.98	1.00	1.00	1.00	1.02	1.91	1.9	1.87
Fe	—	_	_	—	_	_	—	_	_	0.02	_	0.03
Ca	0.06	0.02	0.01	—	_	_	—		_	0.02	_	0.01
Na	0.50	0.35	0.25	0.52	0.25	0.21	0.35	0.23	0.51	1.48	1.48	1.49
Κ	0.46	0.68	0.74	0.50	0.84	0.85	0.69	0.81	0.51	0.41	0.39	0.39
Ba	0.02	0.01	0.01	—	_	_	0.01	0.02	0.01	_	_	_
Sr	0.03		_	—			—		0.03			—
					Мин	алы, %						
$X_{An}(Nph)$	8	3	2	—		_	—		—	75	76	76
$X_{Ab}(Kls)$	47	33	24	17	51	34	33	22	49	21	20	20
$X_{\rm Or}({\rm An})$	44	63	73	83	49	65.4	66	76	50	1	_	1
$X_{Cel}(Qz)$	1	1	1			0.6	1	2	1	3	4	3

Таблица 1. Представительные анализы химического состава калиевого полевого шпата и нефелина из пород Чининского массива

Клинопироксен во всех разновидностях сиенитов образует зерна неправильной формы, которые по краям нередко замещаются биотит-калиево-шпатовым и магнетит-карбонатным агрегатом. В минерале присутствуют включения магнетита, нефелина, титанита, апатита. Повсеместно в срастании с клинопироксеном наблюдаются неправильно изометричные, изометричные зерна граната. Гранат содержит включения титанита (см. рис. 2), количество которых иногда достигает 20 % от объема минерала. Амфибол развивается по клинопироксену либо формирует зерна, выполняющие интерстиции между гранатом и полевым шпатом. Апатит и титанит представлены отдельными зернами (реже их скоплениями), рассеянными в основной массе породы, а также присутствуют в виде включений в породообразующих минералах (см. рис. 2) Алланит встречается совместно с апатитом, магнетитом и слагает мелкие (доли миллиметров) таблитчатые зерна.

Щелочной полевой шпат в краевой части массива имеет состав $Or_{49.72}Ab_{21.49}An$ как в фенокристаллах, так и в основной массе. Минерал промежуточной зоны характеризуется близким составом ($Or_{49.83}Ab_{17.51}An$). В полевом шпате центральной зоны значительно повышается содержание анортитового минала ($Or_{42.73}Ab_{24.51}An_{2.8}$) (рис. 3, а; табл. 1). Для фенокристаллов полевых шпатов характерна слабая зональность, обусловленная переменными содержаниями ВаО. При этом минерал центральной зоны имеет несколько более высокие содержания ВаО (до 2 мас. %) по сравнению с таковым из краевой и промежуточной зон (0.5—1.1 мас. %).

Для нефелина типичны незначительные вариации кальсилитового (до 20—25 %) и кварцевого миналов (2—4 %) (см. рис. 3, *б*; табл. 1).

Клинопироксен из центральной части массива характеризуется примерно равным содержанием диопсидового и геденбергитового миналов (в пределах 25—35 % каждый) и содержанием эгиринового компонента до 14 % (табл. 2, рис. 4). Для минерала промежуточной части типично понижение диопсидового (18—26 %) и повышение эгиринового (21—47 %) миналов, а в пироксене краевой части наблюдаются значительные вариации составов (Ае₁₀₋₃₈Di₂₆₋₄₇Hd₉₋₂₉).

В составе граната всех разновидностей пород преобладает андрадитовый минал (54—90 %), гроссуляровый и шорломитовый компоненты варьируют значительно (0.6—20 и 0.2—14 % соответственно).

Vouro								Зона									
компо- нент	центра	альная	пром	ежуто	чная	1	краевая	I	це	нтральн	ая	пром	иежуто	чная	1	краевая	I
	Amp	Amp	Amp	Amp	Amp	Amp	Amp	Amp	Срх	Срх	Срх	Срх	Срх	Срх	Срх	Срх	Срх
SiO ₂ ,																	
мас. %	37.12	40.88	49.23	48.76	36.82	37.61	35.73	42.32	46.83	46.31	46.32	50.68	49.76	50.64	47.81	48.61	48.41
TiO ₂	0.78	0.37	_	_		0.53	_			0.52	0.45	0.37	0.5	0.42	0.38	0.68	—
Al_2O_3	11.66	10.43	3.21	2.87	12.19	10.68	11.22	6.88	3.55	3.46	3.7	1.81	1.81	1.21	2.97	2.87	2.57
FeO	25.34	21.14	17.48	17.48	25.32	24.97	26.72	20.21	21.28	20.46	20.71	22.18	21.91	20.06	20.62	20.11	19.8
MnO	0.76	0.67	1.23	1.16	0.87	0.58	0.68	0.75	0.70	0.89	0.72	0.92	0.94	0.58	0.93	0.66	0.90
MgO	5.67	8.89	11.28	11.18	6.25	5.82	4.81	8.84	5.46	5.32	4.78	4.56	4.41	6.07	4.53	4.96	4.93
CaO	11.52	10.91	12.17	11.98	9.4	11.43	11.36	11.35	21.56	21.56	20.71	16.06	15.87	17.04	19.42	18.57	19.16
Na ₂ O	2.02	2.49	0.55	0.70	2.78	1.67	1.64	1.39	1.44	1.81	1.62	4.15	4.72	4.29	2.67	2.97	3.05
K ₂ O	1.98	1.86	0.34	0.37	2.72	1.93	1.66	1.34		_	_	_		_	_	_	—
Cl	_	_	_	_		0.47	0.66	0.16		_	_	_		_	_	_	_
Сумма	97.88	97.64	95.49	94.5	96.34	95.69	94.49	93.23	100.82	100.33	99.01	100.73	99.92	100.31	99.33	99.43	98.82
				23 ат	ома							6	атомов	;			
Si, ф. ед.	6.03	6.28	7.49	7.52	5.81	6.07	5.88	6.79	1.81	1.84	1.83	1.94	1.91	1.92	1.87	1.89	1.89
Ti	0.10	0.04	_	_		0.06	_			0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0
Al ^{IV}	1.98	1.72	0.51	0.49	2.19	1.93	2.12	1.21	0.16	0.16	0.17	0.08	0.08	0.05	0.14	0.13	0.12
Al ^{VI}	0.25	0.17	0.07	0.04	0.08	0.1	0.05	0.09		_	_	_		_	_	_	—
Fe ³⁺	0.3	0.69	0.23	0.19	1.52	0.81	1.2	0.46	0.32	0.27	0.27	0.32	0.42	0.39	0.31	0.27	0.34
Fe ²⁺	3.44	2.03	1.99	2.06	1.82	2.56	2.47	2.25	0.36	0.38	0.41	0.39	0.29	0.25	0.37	0.38	0.31
Mn	0.10	0.09	0.16	0.15	0.12	0.08	0.1	0.1	0.02	0.03	0.02	0.03	0.03	0.02	0.03	0.02	0.03
Mg	1.37	2.04	2.56	2.57	1.47	1.4	1.18	2.12	0.31	0.3	0.28	0.26	0.25	0.34	0.26	0.29	0.29
Ca	2.00	1.80	1.98	1.98	1.59	1.98	2.00	1.95	0.89	0.88	0.88	0.66	0.65	0.69	0.81	0.77	0.80
Na	0.64	0.74	0.16	0.21	0.85	0.52	0.52	0.43	0.11	0.13	0.12	0.31	0.35	0.32	0.2	0.22	0.23
Κ	0.41	0.36	0.07	0.07	0.55	0.4	0.35	0.27	_	—	—	_	_	_	_	_	—
OH	1.47	2.00	2.00	2.00	2.00	1.87	1.82	1.96		_	_	_		_			
Cl	_	_	_		_	0.13	0.18	0.04		_	_	_		_			
								Минал	ы, %								
Эгирин		_							11	13	12	31	35	32	20	22	23
Ферри-																	
чермакит	—	—	_	-	_	_		_	11	7	7	1	3	4	5	3	5
Жадеит	_	_	_	_	_	_	—	_	11	13	12	8	88	5	14	13	12
Al-чер-																	
макит									16	17	19	9	10	7	15	15	12
Диопсид	_	-			_		-	_	30	30	28	24	25	34	26	29	29
Геден- бергит									37	41	44	39	32	27	40	40	34

В минерале промежуточной и краевой зон массива по сравнению с таковым центральной зоны незначительно увеличивается количество натрия и уменьшается пироповый и альмандиновый минал (табл. 3).

Амфибол краевой, промежуточной и центральной зон массива относится к группе кальциевых (гастингсит, магнезиальный гастингсит, актинолит, ферроэденит, см. табл. 2).

Апатит всех разновидностей пород относится к фторапатиту (табл. 4). Особенностью минерала является наличие повышенных и высоких концентраций SiO₂ (0.6—4.9 мас. %), SrO (0.7—5 мас. %), SO₃ (0.6—2 мас. %) и РЗЭ (0—6 мас. %). Состав минерала отличается от такового позднепалеозойских щелочных пород Витимской зоны. Последний характеризуется значительно более низким содержанием стронция, кремния, РЗЭ и сульфатной серы [Doroshkevich et al., 2012]. С другой стороны, апатит схож по составу с минералом щелочных сиенитов Сыннырского массива ([Тихоненкова и др., 1971], наши данные, см. табл. 4).

Рис. 4. Составы пироксенов на диаграмме в координатах Di—Ae—Hd (диопсид—эгирин—геденбергит).

Усл. обозн. см. на рис. 3.

- -

2

Содержание Al_2O_3 в **титаните** варьирует от 0.9 до 4.0 мас. % с коэффициентом X_{Al} (Al/(Ti+Al)) = 0.05—0.10. По [Kowallis et al., 1997], соотношение Fe/Al (ф. к.) 0.2—1.9 соответствует интервалу магматических титанитов.

Алланит характеризуется повышенным содержанием SrO (до 1.5 мас. %); легкие лантаноиды преобладают над тяжелыми ($La_2O_3 - 35$ %, $Ce_2O_3 - 54$ %, $Nd_2O_3 - 11$ % от суммы всех РЗЭ).

Возраст пород

U-Pb геохронологические исследования выполнены для щелочного сиенита про-

ния выполнены для щелочного сиенита промежуточной зоны Чининского массива (54°37′59.1″ с.ш., 113°30′14.9″ в.д.). Акцессорный циркон из щелочного сиенита (обр. Чи-504/14) представлен кристаллами розоватого цвета короткопризматического дипирамидального облика размером до 0.2 мм. В катодолюминесцентном изображении зерна имеют темную центральную часть, которая сменяется зоной с хорошо выраженной магматической осцилляционной зональностью, а затем — светлой каймой (рис. 5, *a*). Центральные части зерен обладают самыми

аолица 5. Химическии состав представительных анализов граната														
16		Зона												
Компонент	I	центральная	म	п	ромежуточн	ая		краевая						
SiO ₂ , мас.%	36.05	34.23	36.65	32.65	34.14	34.7	36.37	36.73	34.21					
TiO ₂	2.92	4.12	0.62	5.1	4.74	4.09	1.23	1.24	4.09					
Al ₂ O ₃	5.14	4.1	4.02	1.28	1.02	1.61	4.22	4.26	4.2					
FeO	23.13	24.34	24.61	26.75	26.87	26.72	23.54	23.78	23.44					
MnO	0.83	1.12	0.94	0.65	0.61	0.59	1.02	1.03	1.08					
MgO	_	0.43		_		_		_	_					
CaO	32.56	31.09	32.6	32.18	31.92	32.04	32.73	33.06	32.52					
				12 атомов	3									
Si, ф. ед.	2.91	2.83	2.99	2.74	2.84	2.87	2.97	2.97	2.8					
Ti	0.18	0.26	0.04	0.32	0.3	0.25	0.08	0.08	0.25					
Al	0.49	0.4	0.39	0.13	0.1	0.16	0.41	0.41	0.41					
Fe ⁺³	1.35	1.43	1.56	1.75	1.62	1.6	1.5	1.5	1.48					
Fe ⁺²	0.21	0.25	0.11	0.12	0.25	0.24	0.11	0.11	0.13					
Mn	0.06	0.08	0.06	0.05	0.04	0.04	0.07	0.07	0.07					
Mg	_	_	_	_	_	_	_	_	_					
Ca	2.81	2.75	2.85	2.89	2.85	2.84	2.87	2.87	2.86					
				Миналы, %	0									
Шорломит-Al	5	9	1	13	8	7	1	1	10					
Моримотоит	8	9	2	6	14	12	5	5	6					
Спессартин	2	3	2		_	1	2	2	3					
Альмандин	4	6	3	2	1	0	2	2	2					
Гроссуляр	13	3	14	2	4	4	14	14	6					
Андрадит	67	71	78	77	73	76	75	75	74					



Химический состав представительных янализов граната

Таблица 4.

Компонент					Зона					Сынн	ырский м	ассив
	ц	ентральна	ія	про	межуточна	ая	I	терифери	я			
СаО, мас.%	52.9	53.35	54.53	50.12	50.26	52.97	53.04	53.11	51.45	51.33	52.18	50.90
FeO	_	0.33	_	0.36	_	_	0.46	0.36	0.35	_	_	
La ₂ O ₃	_	_	_	1.09	0.80	1.13		—	1.00	0.79	0.78	0.70
Ce ₂ O ₃	1.15	_	_	1.03	1.71	1.96	—	—	1.50	1.70	1.12	1.31
P_2O_5	38.45	37.67	39.62	39.00	38.13	36.87	38.56	38.08	36.34	39.61	40.33	40.14
SiO ₂	1.43	0.98	1.07	—	1.45	2.12	1.03	1.37	2.5	1.46	1.2	0.95
SrO	0.71	0.85	0.72	4.87	3.87	0.69	1.3	0.95	0.76	1.13	0.98	0.95
SO3	0.80	0.85	1.25	0.30	0.45	1.47	0.55	0.9	1.22	0.53	0.5	0.64
F	4.30	4.59	3.33	3.6	3.75	3.65	4.35	3.65	3.31	2.83	3.37	3.22
Сумма	99.74	98.62	100.52	100.37	100.42	100.86	99.29	98.42	98.43	99.38	100.46	98.81
O=F	1.81	1.93	1.40	1.52	1.58	1.54	1.83	1.54	1.39	1.19	1.42	1.36
Сумма	97.93	96.69	99.12	98.55	98.84	99.32	97.46	96.88	97.04	98.19	99.04	97.45
					12 at	гомов						
Са, ф. ед.	9.55	9.76	9.76	9.36	9.3	9.68	9.61	9.72	9.57	9.32	9.32	9.24
Sr	0.07	0.08	0.07	0.49	0.39	0.07	0.13	0.09	0.08	0.11	0.09	0.09
Fe	_	0.05	_	0.05		_	0.07	0.05	0.05	_	_	
La	—	_	—	0.07	0.05	0.07	—	—	0.06	0.05	0.05	0.04
Ce	0.07		_	0.07	0.11	0.12		_	0.1	0.11	0.07	0.08
Si	0.24	0.17	0.18		0.25	0.36	0.17	0.23	0.43	0.25	0.2	0.16
Р	5.49	5.45	5.6	5.76	5.57	5.33	5.52	5.51	5.34	5.68	5.69	5.76
S	0.1	0.11	0.16	0.01	0.06	0.19	0.07	0.12	0.16	0.07	0.06	0.08
F	2.29	2.48	1.76	1.98	2.05	1.97	2.33	1.97	1.82	1.52	1.78	1.72

Химический состав представительных анализов апатитов из щелочных сиенитов Чининского и Сыннырского массивов

высокими концентрациями U (657—985 г/т) и Th (1098—2524 г/т) с Th/U = 1.67—2.56. Светлые оболочки характеризуются пониженными концентрациями U (175—188 г/т) и Th (37—82 г/т) и величинами Th/U = 0.21—0.42, что с учетом морфологических особенностей свидетельствует о магматической природе циркона. Методом SHRIMP-II было выполнено 13 определений в 13 зернах. Результаты изотопных анализов представлены в табл. 5, 6 и на рис. 5, δ . Аналитически значимых различий в возрасте светлых кайм, темных и зональных частей выявлено не было (см. табл. 5). Несмотря на это, для определения возраста из расчета были исключены данные по светлым каймам (3 определения). На графике с конкордией (см. рис. 5, δ) 10 определений образуют конкордантные значения возраста 310.8 ± 3.3 млн лет.

В связи с тем, что для циркона характерна тонкая зональность с отсутствием ядер, циркон был также продатирован методом LA-SF-ICP-MS. Возраст по нижней точке пересечения линии аппроксимации изотопных отношений (см. рис. 5, e) с конкордией составляет 311.43±1.0 млн лет. Верхняя точка обладает большой ошибкой и, возможно, обусловлена изотопной неоднородностью цирконов. Повышенное значение СКВО = 9.8 отражает ошибку определения возраста по отношению ${}^{207}\text{Pb}/{}^{235}\text{U}$ (см. табл. 6). Средневзвешенный возраст при более низком значении СКВО = 2 по отношению ${}^{206}\text{Pb}/{}^{238}\text{U}$ равен 311.3±1.1 млн лет (см. рис. 5, e).

Таким образом, полученные разными методами значения возраста ложатся в интервал 311—310 млн лет. Учитывая, что морфологические особенности циркона указывают на его магматическое происхождение, то эти значения могут быть приняты в качестве оценки возраста формирования щелочных сиенитов Чининского массива.

U-Pb (SHRIMP-II) изотопные данные были также получены для циркона из крупнозернистого нефелинового сиенита Сыннырского массива. Имеющиеся значения Rb-Sr датировок пород этого массива [Костюк и др., 1990; Покровский, Жидков, 1993] варьируют довольно в широких пределах (330—287 млн лет) и не позволяют уверенно говорить о возрасте пород Сыннырского массива и сопоставлять его с Чининским массивом.

Циркон из нефелинового сиенита Сыннырского массива (рис 6, *a*, обр. Сы-103, 56°53′03.4″ с.ш., 111°35′33.4″ в.д.) представлен призматическими кристаллами с дипирамидальным окончанием (размер



Рис. 5. Катодолюминесцентные изображения цирконов из щелочных сиенитов Чининского массива (*a*, обр. Чи-504/14) и диаграммы с конкордией по данным SHRIMP-II (*б*) и LA-SF-ICP-MS (*в*, *г*) U-Pb измерений.



Рис. 6. Катодолюминесцентные изображения цирконов из нефелиновых сиенитов Сыннырского массива (*a*) и диаграмма с конкордией, по данным SHRIMP-II (б) (обр. Сы-103).

Но- мер точки	²⁰⁶ Pb _c , %	П	Th /T	²⁰⁶ Pb*	²³² Th/ ²³⁸ U	²⁰⁶ Pb/ возр млн	²³⁸ U аст, лет	238U/20 ±%	6Pb	²⁰⁷ Pb/ ²⁰ ±%	⁰⁶ Pb	238U/20	%Pb*	²⁰⁷ Pb*/2 ±%	⁰⁶ Pb ¹	²⁰⁷ Pb*/ ±%	²³⁵ U	206Pb*/23 ±%	⁸ U ¹
					1	Щело	чной	сиенит	Чи	нинско	го ма	ссива		1				1	
1.1	0.16	985	2524	42.1	2.65	312.5	±4.8	20.1	1.6	0.05	1.8	20.13	1.6	0.053	2.3	0.363	2.7	0.05	1.6
2.1	0.38	208	184	9.01	0.91	315.5	±5.8	19.86	1.9	0.06	4	19.93	1.9	0.054	5.4	0.372	5.7	0.05	1.9
3.1	0.6	657	1098	28	1.73	310.7	±4.9	20.13	1.6	0.05	2.3	20.25	1.6	0.049	5.1	0.332	5.4	0.05	1.6
4.1	1.38	222	242	9.58	1.13	312.2	±5.9	19.87	1.8	0.06	3.6	20.14	1.9	0.053	11	0.361	11	0.05	1.9
5.1	0.62	175	37	7.39	0.22	306.5	±5.3	20.4	1.7	0.06	3.2	20.53	1.8	0.051	6.7	0.341	7	0.05	1.8
6.1	0.37	362	439	15.4	1.25	309.8	±4.9	20.24	1.6	0.05	2.2	20.31	1.6	0.052	4.1	0.35	4.4	0.05	1.6
7.1	1.33	202	225	8.99	1.15	321.1	±6.1	19.31	1.8	0.06	3.4	19.57	1.9	0.052	10	0.365	10	0.05	1.9
8.1	0.38	188	82	7.9	0.45	306.4	±5.6	20.46	1.9	0.06	3.8	20.54	1.9	0.052	5.3	0.35	5.6	0.05	1.9
9.1	0.21	320	366	13.7	1.18	312.2	±5.2	20.11	1.7	0.05	2.9	20.15	1.7	0.051	3.6	0.351	4	0.05	1.7
10.1	0.32	217	194	9.2	0.93	309.7	±6	20.25	2	0.05	3.6	20.32	2	0.052	4.7	0.355	5.1	0.05	2
11.1	0.24	292	314	12.4	1.11	309.6	±5.3	20.28	1.7	0.06	3	20.33	1.7	0.054	3.7	0.369	4.1	0.05	1.7
12.1	0.11	741	1298	31	1.81	306.4	±4.8	20.52	1.6	0.05	2	20.54	1.6	0.053	2.2	0.358	2.7	0.05	1.6
13.1	0.76	191	181	8.18	0.98	311.9	±5.9	20.01	1.9	0.06	6.5	20.17	1.9	0.051	9.8	0.35	10	0.05	1.9
					H	ефелин	овый	сиени	г Сь	ыннырс	кого	массин	за						
1.1	0.00	11	12	0.428	1.11	293	±13	21.51	4.4	0.055	22	_		0.055	22	0.355	23	0.0465	4.4
2.1	0.00	77	110	3.03	1.47	287.7	±5.2	21.91	1.8	0.0562	4.6	_	_	0.0562	4.6	0.354	4.9	0.04563	1.8
2.2	0.00	77	110	3.01	1.48	287.1	±5.2	21.96	1.8	0.0527	4.6	_	_	0.0527	4.6	0.331	4.9	0.04554	1.8
3.1	0.00	70	95	2.78	1.41	291.4	±5.4	21.63	1.9	0.056	4.8	_	_	0.056	4.8	0.357	5.1	0.04624	1.9
4.1	0.00	109	300	4.33	2.86	292.1	±4.8	21.57	1.7	0.0542	3.9	_	—	0.0542	3.9	0.346	4.2	0.04636	1.7
4.2	0.00	164	619	6.48	3.90	290	±4.7	21.73	1.7	0.0516	3.4	_	—	0.0516	3.4	0.328	3.8	0.04602	1.7
5.1	0.00	69	90	2.73	1.35	291.1	±6	21.65	2.1	0.0593	4.7	_	—	0.0593	4.7	0.377	5.1	0.0462	2.1
5.2	1.46	65	84	2.67	1.34	297.7	±6.2	20.84	1.9	0.0599	4.8	-	_	0.0482	16	0.314	16	0.04727	2.1
6.1	0.34	400	2212	15.8	5.72	289.2	±3.9	21.72	1.4	0.053	2.1	-	_	0.0503	4	0.318	4.2	0.04589	1.4
6.2	0.32	304	1420	11.8	4.83	284.9	±4.1	22.06	1.5	0.0525	2.4	-	—	0.0499	3.9	0.311	4.2	0.04519	1.5

Таблица 5. Результаты U-Pb-Th изотопных анализов цирконов из щелочных сиенитов Чининского и Сыннырского массивов

Примечание. Ошибки приведены на уровне 15; Рb_с и Pb^{*} — нерадиогенный и радиогенный свинец соответственно. Погрешность калибровки стандартов составляла 0.70 % (не включена в вышеприведенные ошибки, но учитывается при сравнении результатов с различных шайб).

¹ Коррекция на обыкновенный свинец вносилась по измеренному ²⁰⁴Pb.

кристаллов 0.5—1.0 см), окрашенными в розовато-коричневые и розовые цвета. На катодолюминесцентных изображениях видна слабая магматическая осцилляционная зональность. Зерна циркона характеризуются невысокими концентрациями U (11—164 г/т) и Th (12—619 г/т) (см. табл. 5), с Th/U отношениями в диапазоне 1.09—2.75 и лишь одно зерно обогащено U (304—400 г/т) и Th (1420—2212 г/т). Было выполнено 10 определений в шести зернах (см. рис. 6, *б*), позволяющих утверждать, что кристаллизация цирконов происходила в период 289.5±3.2 млн лет и может быть принята в качестве оценки времени формирования щелочных сиенитов массива.

Химический состав и геохимические особенности пород

Состав пород представлен в табл. 7 и на рисунках 7—9. Породы промежуточной и краевой части ложатся в поле сиенитов и фельдшпатоидных сиенитов, а центральной — монцогаббро и монцодиоритов (см. рис. 7). Отнесение последних к монцогаббро и монцодиоритам проблематично из-за существенных различий в минеральном составе.

Щелочные сиениты промежуточной и периферийной зон Чининского массива характеризуются варьирующим количеством кремнезема (54.5—63 мас. $\% SiO_2$) и повышенной щелочностью (Na₂O+K₂O = = 10.0—13.5 мас. %) с преобладанием калия над натрием (Na₂O/K₂O = 0.4—0.9). В них отмечается низкое содержание титана (до 0.9 мас. %), магния (до 1.5 мас. %) и высокое — алюминия (до 19.5 мас. %). Породы центральной части массива отличаются меньшим количеством кремния, алюминия, калия и

Таблица 6.

Результаты датирования цирконов (LA-SF-ICP-MS метод) из щелочных сиенитов Чининского массива

Номер		Изотопные	отношения		DL	Возраст, млн лет					
точки	Pb ²⁰⁷ /U ²³⁵	1σ	Pb ²⁰⁶ /U ²³⁸	1σ	Rho	Pb ²⁰⁷ /U ²³⁵	1σ	Pb ²⁰⁶ /U ²³⁸	1σ	<i>D</i> , %	
1	0.37409	0.00955	0.05087	0.00037	0.28	322.7	7.06	319.9	2.25	0.88	
2	0.37828	0.00571	0.05182	0.00033	0.42	325.8	4.21	325.7	2	0.03	
3	0.38129	0.00874	0.05139	0.00036	0.31	328	6.43	323	2.23	1.55	
4	0.37517	0.00625	0.05164	0.00034	0.40	323.5	4.62	324.6	2.06	-0.34	
5	0.37719	0.00629	0.05153	0.00034	0.40	325	4.64	323.9	2.06	0.34	
6	0.37513	0.00561	0.05144	0.00033	0.43	323.5	4.14	323.4	2.01	0.03	
7	0.37329	0.00691	0.05113	0.00034	0.36	322.1	5.11	321.5	2.06	0.19	
8	0.37409	0.00926	0.05129	0.00039	0.31	322.7	6.84	322.4	2.36	0.09	
9	0.37593	0.00803	0.05079	0.00036	0.33	324	5.93	319.4	2.21	1.44	
10	0.37466	0.00701	0.0512	0.00035	0.37	323.1	5.18	321.9	2.13	0.37	
11	0.37445	0.00653	0.05137	0.00034	0.38	322.9	4.82	322.9	2.09	0.00	
12	0.37418	0.01082	0.05116	0.00037	0.25	322.7	8	321.7	2.28	0.31	
13	0.37861	0.00836	0.05095	0.00036	0.32	326	6.16	320.3	2.2	1.78	
14	0.3755	0.01436	0.05059	0.00045	0.23	323.7	10.6	318.2	2.74	1.73	
15	0.37285	0.01058	0.05122	0.00041	0.28	321.8	7.83	322	2 54	-0.06	
16	0.37377	0.01459	0.05075	0.00042	0.20	322.0	10.79	319.1	2.57	1.03	
17	0.37265	0.00707	0.05075	0.00035	0.36	321.6	5 23	321.4	2.57	0.06	
18	0.36841	0.0065	0.05186	0.00035	0.38	318.5	4.82	325.9	2.17	_2 27	
10	0.37502	0.0003	0.05180	0.00035	0.30	373.4	5.15	319	2.13	1 38	
20	0.37502	0.00691	0.05075	0.00033	0.37	327.6	5.01	320.5	2.15	2.22	
20	0.37513	0.00001	0.05097	0.00034	0.37	327.0	5.85	320.5	2.09	1.03	
21	0.37313	0.00793	0.05106	0.00037	0.34	223.4	5.11	221	2.20	0.21	
22	0.37317	0.00091	0.05100	0.00033	0.37	322	9.11 9.25	210.2	2.10	1 10	
23	0.37409	0.0113	0.05070	0.00058	0.23	322.7	0.55	319.2	2.5	1.10	
24	0.39242	0.01013	0.05093	0.00031	0.24	221.2	5.1	320.2	2.15	4.97	
25	0.37223	0.00089	0.05105	0.00035	0.57	321.3	5.1	320.8	2.10	0.10	
20	0.37130	0.00741	0.05075	0.00030	0.30	320.8	J.40	217.6	2.2	2.05	
27	0.37001	0.00827	0.05165	0.00037	0.33	324.1	7.0	317.0	2.27	2.05	
20	0.42800	0.00875	0.05103	0.00039	0.29	301.8	6.46	224.0	2.4	0.65	
29	0.37003	0.00875	0.05122	0.00039	0.33	324.1	6.62	322	2.37	0.05	
21	0.37234	0.00890	0.05006	0.0004	0.33	321.5	6.07	321.3	2.43	0.00	
22	0.37103	0.00819	0.03090	0.00038	0.34	320.4	0.07	320.4	2.5	0.00	
32 22	0.30900	0.01510	0.05108	0.00043	0.24	222.6	9.70	221.2	2.05	0.15	
33 24	0.37332	0.01033	0.05108	0.00039	0.28	323.0	7.03	321.2	2.38	0.75	
24 25	0.37331	0.00772	0.03069	0.00037	0.33	322.5	5./1 0.56	221.6	2.23	0.12	
26	0.37319	0.01292	0.05115	0.00048	0.27	322	9.50	321.0	2.92	0.12	
27	0.37094	0.00052	0.05082	0.00039	0.52	320.3	0.39	210.6	2.39	0.54	
20	0.37887	0.00933	0.03083	0.00038	0.30	320.2	7.02	319.0	2.34	2.07	
38	0.37606	0.00943	0.05113	0.0004	0.31	324.1	6.96	321.5	2.45	0.81	
39	0.37382	0.01044	0.0509	0.00042	0.30	322.5	1.12	320	2.57	0.78	
40	0.3/33/	0.00817	0.0512	0.00038	0.34	322.2	6.04	321.9	2.34	0.09	
41	0.40/53	0.001189	0.05038	0.0004	0.27	54/.1 221.5	8.58	310.8	2.44	9.56	
42	0.37255	0.009/9	0.051	0.0004	0.30	321.3	/.24 0.47	320.7	2.45	0.25	
43	0.3/13	0.01144	0.05078	0.00043	0.27	320.6	8.4/	210.2	2.64	0.41	
44	0.37042	0.01104	0.050/8	0.00043	0.28	320	8.18	319.3	2.63	0.22	
45	0.36991	0.01245	0.0509	0.00044	0.26	319.6	9.23	320.1	2.68	-0.16	
46	0.3/054	0.01178	0.05101	0.00044	0.27	320.1	8./3	320.7	2.72	-0.19	
47	0.37461	0.01038	0.05099	0.00041	0.29	323.1	7.66	320.6	2.5	0.78	

 Π римечание. Rho — коэффициент корреляции между ошибками определения отношений ²⁰⁷Pb/²³⁵U и ²⁰⁶Pb/²³⁸U. D — дискордантность: $D = (Bo3pact (^{207}Pb/^{235}U)/Bo3pact (^{206}Pb/^{238}U) - 1) \cdot 100.$

Компонент	центр	альная		I	промежуточн	ая		краевая					
	Чи-14а	Чи-14	Чи-16	Чи-16а	Чи-13	Чи-505/14	Чи-18	Чи-12	Чи-504/14				
SiO ₂ , мас.%	51.20	46.50	55.30	54.50	55.40	62.70	57.90	60.00	60.60				
TiO ₂	1.56	2.15	0.60	0.60	0.53	0.26	0.91	0.56	0.53				
Al_2O_3	12.90	9.90	18.60	19.20	19.10	19.40	15.80	17.40	17.10				
Fe ₂ O ₃	8.69	12.87	4.16	3.57	3.85	1.47	3.53	3.13	2.03				
FeO	2.62	2.88	0.57	1.23	0.49	0.98	2.43	1.40	2.05				
MnO	0.29	0.42	0.12	0.12	0.10	0.04	0.14	0.12	0.10				
MgO	0.94	0.98	0.36	0.40	0.34	0.17	1.44	0.56	0.82				
CaO	12.97	17.29	4.81	4.61	4.34	1.77	5.94	4.04	4.26				
Na ₂ O	2.63	2.45	3.78	4.70	2.83	5.28	3.83	3.40	5.08				
K ₂ O	4.50	3.39	8.60	8.76	9.32	6.62	6.34	8.39	5.60				
P_2O_5	0.13	0.28	0.08	0.05	0.07	< 0.03	0.50	0.12	0.19				
П.п.п.	0.79	0.78	2.24	1.64	2.83	0.59	0.59	0.24	0.97				
Сумма	99.22	99.89	99.22	99.38	99.20	99.28	99.35	99.36	99.33				
CO_2	< 0.22	< 0.22	< 0.22	< 0.22	1.01	< 0.22	< 0.22	< 0.22	< 0.22				
S	< 0.10	<0.2	0.11	0.10	< 0.10	< 0.10	< 0.10	< 0.10	< 0.10				
F	0.10	0.09	0.10	0.15	0.04	0.10	0.10	< 0.01	0.25				
Li, г/т	6.83	8.44	17	14.65	125.12	7.11	7.50	5.82	9.30				
Be	4.76	6.18	6.34	5.73	7.90	3.15	6.51	5.32	6.12				
Sc	9.73	20.02	1.82	7.58	6.29	0.00	8.24	2.34	3.04				
V	269	506.81	95	87.17	93.71	31.40	88.14	63.19	59.38				
Cr	1.63	8.30	1.59	2.35	0.23	1.01	6.66	2.77	3.45				
Со	12	16.66	5.94	4.91	5.53	1.74	11.65	4.65	6.71				
Ni	4.60	11.73	1.91	1.68	1.89	1.18	5.04	2.32	3.07				
Cu	22	54.95	45	32	42	7	29	16	12				
Zn	118	146.93	80	83	107	45	133	77	86				
Ga	23	26.60	24	26	26	23	21	20	24				
Ge	4.02	5.96	1.35	1.31	1.26	1.06	1.44	1.39	1.36				
As	3.07	_	1.77	2.21	1.96	0.73	1.26	0.95	0.78				
Se	4.56	_	0.94	0.80	0.70	0.30	0.99	0.81	0.68				
Rb	95	86	170	181	203	101	153	152	89				
Sr	2884	2052	2806	2776	1930	1747	4298	2504	1915				
Y	199	275	22	20	20	4	19	28	19				
Zr	982	1218	501	561	514	72	239	340	140				
Nb	19	25	10	19	13	7	23	13	12				
Mo	0.35	0.55	1.23	1.36	9.63	0.27	0.27	0.87	0.36				
Ag	1.05	1.54	0.59	0.84	0.68	0.25	0.79	0.51	0.40				
Cd	0.20	0.31	0.06	0.07	0.40	0.02	0.02	0.05	0.02				
Sn	5.62	7.90	1.80	1.70	1.52	0.61	1.91	1.32	1.19				
Sb	0.22	0.13	0.34	0.26									
Те	0.01	0.01	0.06	0.07	0.02		0.02	0.05	0.04				
Cs	0.79	0.65	5.38	3.63	2.74	1.17	0.92	1.80	0.76				
Ba	3559	2066	3933	4075	4172	3639	5331	3402	2877				
La	77	90	48	97	62	10	101	48	56				
Ce	220	244	97	187	128	22	213	109	118				
Pr	35	38	12	20	15	3.13	25	14	14				
Nd	177	196	47	63	54	12	90	53	50				

Таблица 7. Химический состав представительных образцов щелочных сиенитов Чининского масс	зива
------------------------------------------------------------------------------------------	------

Окончание табл. 7

	Зона												
Компонент	центр	альная		I	промежуточн	ая		кр	аевая				
	Чи-14а	Чи-14	Чи-16	Чи-16а	Чи-13	Чи-505/14	Чи-18	Чи-12	Чи-504/14				
Sm	47	51	8.49	8.60	7.93	2.10	13	9.22	8.20				
Eu	14	16	2.58	2.56	2.28	0.85	3.54	2.63	2.32				
Gd	44	53	6.50	6.44	5.81	1.42	8.49	7.09	5.99				
Tb	6.26	6.85	0.85	0.82	0.73	0.19	0.99	0.93	0.72				
Dy	37	39.20	4.60	4.29	4.07	1.00	4.74	5.43	3.96				
Но	7.75	7.97	0.88	0.83	0.76	0.18	0.78	1.06	0.73				
Er	23	23.36	2.50	2.36	2.14	0.50	1.84	3.14	2.10				
Tm	3.47	3.46	0.35	0.34	0.31	0.07	0.23	0.46	0.30				
Yb	24	22.98	2.42	2.29	2.19	0.48	1.35	3.18	2.05				
Lu	3.54	3.47	0.36	0.34	0.34	0.07	0.22	0.50	0.32				
Hf	32	30	13	13	12	2.36	7.05	9.72	4.59				
Та	1.21	0.92	0.69	1.09	1.01	5.19	1.69	3.86	1.00				
W	0.28	0.45	0.56	0.61	1.66	0.39	0.12	0.78	0.19				
Tl	0.27	0.16	0.41	0.46	0.60	0.47	0.31	0.38	0.36				
Pb	24	23	60	29	51	30	38	42	18				
Bi	0.05	0.05	0.08	0.04	0.11	0.07	0.04	0.04	0.02				
Th	12	9.27	9.97	21	11	2.40	8.96	5.70	8.31				
U	4.19	4.04	2.85	6.21	3.56	1.09	1.26	1.52	2.09				

большим — титана, железа, кальция (см. рис. 7, 8) по сравнению с щелочными сиенитами. Для всех разновидностей пород характерна низкая магнезиальность (Mg# = 8—29). На рис. 8 показано соотношение петрогенных элементов, а также циркония, ниобия, ванадия, РЗЭ и иттрия с содержанием кремнезема. Породы центральной части массива образуют кластеры, независимые от щелочных сиенитов. Такое поведение элементов (см. рис. 8), наиболее вероятно, свидетельствует в пользу того, что породы центральной части представляли собой самостоятельную фазу, а не являлись продуктом процесса фракционной кристаллизации.

На графиках содержаний РЗЭ, нормированных к хондриту, щелочные сиениты краевой и промежуточной зон обладают близкой конфигурацией и обогащены легкими лантаноидами (см. рис. 9). La/Yb отношения колеблются в пределах 15—74, что связано с вариациями количеств апатита, граната, пироксена, в меньшей степени титанита и алланита. Они характеризуются слабым фракционированием тяжелых лантаноидов, с Gd/Yb отношением, равным 2.2—6.3. Породы центральной части массива имеют более высокий уровень содержаний РЗЭ по сравнению с периферийной и промежуточной зонами, показывая недифференцированный спектр распределения РЗЭ, нормированных к хондриту (La/Yb до 3). РЗЭ концентрируются в основном в породообразующих гранате и клинопироксене. Стоит отметить, что все разновидности пород массива характеризуются отсутствием европиевой аномалии (Eu/Eu* = 0.98—1.02).

Позднепалеозойские щелочные сиениты Витимской зоны отличаются более низким уровнем концентрации редкоземельных элементов (см. рис. 9, *a*), обладая при этом конфигурацией графиков, близкой с щелочными сиенитами промежуточной и краевой зон, но с несколько различным La/Yb (6-21) и слабой отрицательной европиевой аномалией (Eu/Eu* = 0.75-0.8) [Doroshkevich et al., 2012].

Относительно примитивной мантии изученные породы характеризуются низкими Cr, Ni, V и обогащены редкими элементами (см. рис. 9, δ). На мультиэлементных графиках все разновидности пород показывают Nb-Ta и Ti минимумы, положительные пики Ba и Pb. Породы центральной части по сравнению с щелочными сиенитами периферийной и промежуточной зонами обогащены цирконием, гафнием, титаном и P3Э, что связано с вариациями количеств граната, пироксена, титанита. В целом все разновидности пород Чининского массива обладают типичными для высококалиевых пород ключевыми геохимическими характеристиками [Peccerillo, 1992].

Позднепалеозойские щелочные и нефелиновые сиениты Витимской зоны по сравнению с породами Чининского массива имеют более низкие концентрации циркония, гафния, свинца и отчасти рубидия и бария, что обусловлено особенностью минерального состава последних (породообразующие высокобариевый КПШ и гранат). Стоит отметить, что относительно высокие содержания стронция в породах



Рис. 7. Положение точек составов пород Чининского массива на классификационных диаграммах щелочи—кремнезём (*a*), калий—кремнезём (*δ*) и Na₂O к K₂O в сопоставлении с щелочными породами Витимской зоны и Сыннырского массива (*в*).

Полями показаны составы позднепалеозойских щелочных сиенитов Витимской зоны [Doroshkevich et al., 2012] и Сыннырского массива [Тихоненкова и др., 1971; Костюк и др., 1990]. Усл. обозн. см. на рис. 3.

Витимской зоны связаны с повышенным количеством кальцита [Doroshkevich et al., 2012]. Щелочные сиениты Сыннырского массива в сравнении с Чининским характеризуются более низкими концентрациями Sr, Ba и Rb. Это может быть объяснено более высокими содержаниями элементов в КПШ Чининского массива, чем в минерале Сыннырского.

Изотопная (O, Nd) характеристика

Значения изотопного состава кислорода в минералах из щелочных сиенитов и пород центральной части Чининского массива приведены в табл. 8 и на рис. 10. Минералы всех разновидностей пород характеризуются близкими δ^{18} O, а порядок изотопного обогащения ¹⁸O минералов (магнетит, апатит, гранат, пироксен, нефелин, КПШ) соответствует хорошо известному порядку уменьшения способности к



Рис. 8. Бинарные вариационные диаграммы Харкера для щелочных пород Чининского массива.

Усл. обозн. см. на рис. 3.

концентрированию ¹⁸О [Epstein, Taylor, 1967; Chacko et al., 2001]. Стоит отметить, что полученные δ^{18} О значения несколько выше мантийных меток, но ложатся в интервал магматических пород (5.5 и 4.5— 7 ‰ соответственно) [Hoefs, 2009]. Минералы из пород Сыннырского массива характеризуются схожими δ^{18} О значениями, а минералы из позднепалеозойских щелочных и нефелиновых сиенитов Витимской зоны более обогащены тяжелым изотопом кислорода по сравнению с таковыми Чининского массива (см. рис. 10). А.Г. Дорошкевич с соавторами [Doroshkevich et al., 2012] связали утяжеление δ^{18} О в позднепалеозойских щелочных и нефелиновых сиенитах Витимской зоны с процессами взаимодействия магм с коровыми породами.

Таолица 8.	изотопныи состав кислорода в минералах и неодима в породах чининского массива													
Source of paper		δ	¹⁸ O _{SM}	_{ow} , %	0		Г	/т	147Sm/144Nd	143NIA/144NIA	G	c(T)	T(DM)	T (DM-2)
зона, образец	Срх	Nph	Afs	Mt	Adr	Ap	Sm	Nd	SIII/ Nu	inina/inina	ENd	$\epsilon_{\rm Nd}(1_{310})$	млн лет	
Центральная,														
Чи-14	6.2		8.6	_	6.1		52.0	212.2	0.148218	0.512187±10	-8.8	-6.88	2238	1659
Промежуточная	I													
Чи-16	6.5	6.5	8.7		6.3		7.8	46.3	0.101751	0.512176±6	-9.01	-5.26	1327	1524
Чи-504/14	6.7	—	8.4	3.3	—	4.4	10.2	61.1	0.100374	0.511996±8	-12.52	-8.72	1552	1811
Чи-504/14(Ар)	_				_	—	272.2	2047.7	0.080345	0.512003±20	-12.39	-7.78	1312	1734
Краевая,														
Чи-7	—	—	—		-	—	11.9	73.43	0.097817	0.512071±11	-11.06	-7.15	1420	1681

Примечание. Мt – магнетит, Adr – андрадит, Ар – апатит.

Щелочные сиениты промежуточной и краевой зон Чининского массива имеют отрицательные величины є_{Nd} (310 млн лет): от -5.2 до -8.7 и мезопротерозойские значения модельного возраста T_{Nd}(DM) = 1.3–1.6 млрд лет (см. табл. 8, рис. 11). Породы центральной части массива имеют аналогич-



Рис. 9. Распределение редкоземельных элементов, нормированных к хондриту [McDonough, Sun, 1995] (a), и редких элементов — к примитивной мантии [Sun, McDonough, 1989] (б) в щелочных породах Чининского массива.

Светлая область со штриховкой — позднепалеозойские щелочные и нефелиновые сиениты Витимской зоны [Doroshkevich et al., 2012]; темное поле — нефелиновые сиениты Сыннырского массива. Усл. обозн. см. на рис. 3.



Рис. 10. Изотопный состав кислорода δ¹⁸О_{ѕмоw}, ‰ в минералах из пород Чининского массива.

Щелочные сиениты Сыннырского массива, по [Покровский, 2000], позднепалеозойские гранитоиды Западного Забайкалья, по [Цыганков, 2014], позднепалеозойские щелочные породы натриевой специализации Витимской зоны, по [Doroshkevich et al., 2012]. В скобках даны названия массивов: 1 — кварц; 2 — полевой шпат; 3 — пироксен; 4 — нефелин; 5 — гранат; 6 — биотит; 7 — циркон; 8 — титанит; 9 — апатит; 10 — магнетит.

ное значение $\varepsilon_{Nd} = -6.9$, но отличаются модельным возрастом $T_{Nd}(DM) = 2.2$ млрд лет. Можно отметить сходство Nd-изотопного состава пород Чининского массива с изотопным составом щелочных пород Сыннырского массива [Рыцк и др., 2016] и позднепалеозойских высококалиевых гранитоидов Ангаро-Витимского батолита (баргузинский комплекс) [Цыганков, 2014], что, вероятно, может свидетельствовать в пользу близости возможных источников родоначальных расплавов этих пород (см. рис. 11).

Позднепалеозойские щелочные и нефелиновые сиениты Витимской зоны резко отличаются по своему Nd-изотопному составу от пород Чининского массива (см. рис. 11). Для них характерен неопротерозойский модельный возраст $T_{Nd}(DM) = 0.82 - 1.03$ млрд лет и положительные величины ε_{Nd} (290 млн лет) (+0.3...+2.15) [Doroshkevich et al., 2012; Дорошкевич, 2013]. В целом рассматриваемые породы по изотопным характеристикам близки с позднепалеозойскими базальтами ЦАСП [Ярмолюк и др., 2000, 2002]. Для последних в качестве ведущего источника предполагается мантия типа ЕМ II.



Рис. 11. Диаграмма зависимости $\varepsilon_{Nd}(T)$ от возраста для магматических пород Западного Забайкалья.

I — базиты, по [Ярмолюк и др., 2000]; 2 — базальты, по [Ярмолюк и др., 2002]; 3 — позднепалеозойские щелочные породы натриевой специализации Витимской зоны, по [Doroshkevich et al., 2012]; 4 — гранитоиды брянского, хоринского и устьхилокского комплексов, по [Jahn et al., 2009]; 5 — гранитоиды баргузинского (*a*), чивыркуйского (б) и зазинского (в) комплексов, по [Цыганков, 2014]; 6 — щелочные породы Сыннырского массива, по [Рыцк и др., 2016]; 7—9 — породы Чининского массива: 7 — промежуточная зона, 8 — краевая, 9 — центральная зоны.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Отсутствие ультраосновных и основных пород в пределах Чининского массива осложняет проблему источника исследуемых сиенитов. А.А. Конев [1982] связывает позднепалеозойские щелочные породы Витимской зоны с исходной оливин-базальтовой магмой, а А.О. Шаракшинов [1984] — с гранитной. По мнению большинства исследователей [Костюк и др., 1990; Орлова и др., 1992, 1993; Конев и др., 1996], исходная магма для ультракалиевых пород Байкало-Становой области имела щелочно-базитовый состав. С другой стороны, Б.Г. Покровский [2000] на основании состава радиогенных и стабильных изотопов, предположил просачивание обогащенного щелочами флюида в исходный базальтовый расплав.

Экспериментальные исследования высокомагнезиальных (Mg_{90}) расплавов при P > 1 ГПа показывают, что недосыщенные кремнием (нефелин-нормативные) натриевые системы являются оливинсодержащими близсолидусными расплавами [Walter, Presnall, 1994; Draper, Green, 1999; Green et al., 2001; и др.], а ультракалиевые магмы сформированы частичным плавлением флогопитсодержащего лерцолита или верлита при давлении < 2.5 ГПа и 1150—1300 °С [Рябчиков, Грин, 1978; Foley et al., 1986; Foley, 1989; Sweeney et al., 1993]. Низкие содержания Ni, Cr и низкую Mg# пород Чининского массива трудно согласовать с гипотезой первичного расплава, образующегося в равновесии с перидотитовой мантией [Thompson, Fowler, 1986; Wallace, Green, 1991]. Nd-изотопный состав и стиль обогащения несовместимыми элементами, особенно соотношений LILE/HFSE, положительная аномалия свинца в породах Чининского массива свидетельствуют в пользу корового источника магм. Обычно такие характеристики, являющиеся типичными для высококалиевых пород, исследователи объясняют участием субдуцированного материала в литосферной метасоматизированной мантии [Downes et al., 2002; Peccerillo, 2005; Beccaluva et al., 2005; Avanzinelli et al., 2009; Carvalho et al., 2014; Gupta, 2015]. С другой стороны, Е.Ю. Рыцк с соавторами [2016] считают, что первичные расплавы ультракалиевых пород Байкало-Становой области формировались при плавлении коровых источников без участия ювенильной компоненты, что также подтверждается изотопными данными по позднепалеозойским высококалиевым гранитам Ангаро-Витимского батолита [Цыганков, 2014]. Б.Г. Покровский [2000], напротив, предположил процесс смешения мантийного и корового материала в источнике ультракалиевых пород Байкало-Становой области. Конечно, породы Чининского массива несколько обогащены ¹⁸О изотопом и имеют коровые Ndизотопные характеристики, но среди магматических фаз нет значительных различий по возможной степени контаминированности. Их формирование, наиболее вероятно, осуществлялась в относительно изолированной и изотопно-однородной системе. Хотя этот факт не позволяет сделать однозначного вывода о типе источника и не исключает варианты как чисто корового, так и мантийного источника, обогащенного субдуцированным коровым компонентом. В противоположность высококалиевым породам позднепалеозойские щелочные массивы натриевой специализации и породы основного состава ЦАСП демонстрируют преобладание мантийного источника [Ярмолюк и др., 2000, 2002; Doroshkevich et al., 2012; Дорошкевич, 2013]. Эти данные показывают, что, несмотря на одновременное проявление натриевого и калиевого типов щелочного магматизма в пределах Витимской зоны, источники пород явно различались по составу.

Особенностью Чининского массива является присутствие пироксен-гранат-полевошпатовых пород. Логичнее всего было бы отнести их к «святоноситам», являющимся продуктами взаимодействия щелочных магм с вмещающими высококальциевыми породами (карбонаты, габброиды). Этот тип пород достаточно широко распространен в Западном Забайкалье, и в том числе в пределах Витимской зоны (например, Бамбуйский массив) [Литвиновский, 1973; Левицкий и др., 2012]. Присутствие значительных количеств андрадита, особенности в поведении некоторых петрогенных и редких элементов в породах Чининского массива и наличие на площади проявления вмещающих известняков не противоречат предложенному выше механизму. Определенные сомнения вызывает отсутствие вариаций в ¹⁸О во всех разновидностях пород. Околоконтактовые процессы или контаминация неизбежно привели бы к утяжелению изотопного состава кислорода в минералах так называемых «святоноситов» по сравнению с щелочными сиенитами. Значения ε_{Nd} , ложащиеся в узкий диапазон, также затрудняют объяснение природы этих образований. Можно лишь с уверенностью говорить, что эти породы были сформированы из единого источника, но представляли собой самостоятельные независимые фазы при становлении массива.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Проведенные исследования показали, что породы Чининского массива имеют позднепалеозойский возраст — 310 млн лет. Породы характеризуются калиевой специализацией и схожи по своим вещественно-геохимическим характеристикам с щелочными сиенитами Сыннырского массива, формирование которых происходило 290 млн лет назад. Геохимические особенности пород свидетельствуют о коровом источнике магм в противоположность натриевому типу щелочного магматизма, широко распространенному в пределах Витимской зоны, в источнике которого предполагается преобладание мантийного компонента.

Исследование изотопного состава кислорода и неодима выполнено за счет гранта Российского научного фонда (проект № 15-17-20036), определение возраста при поддержке РФФИ (гранты 14-05-00180, 17-05-00309).

ЛИТЕРАТУРА

Дорошкевич А.Г. Петрология карбонатитовых и карбонатсодержащих щелочных комплексов Западного Забайкалья: Автореф. дис.... д.г.-м.н. Улан-Удэ, ГИН СО РАН, 2013, 40 с.

Дорошкевич А.Г., Рипп Г.С., Сергеев С.А. U-Pb (SHRIMP II) изотопное датирование цирконов из щелочных пород Витимской провинции, Западное Забайкалье // ДАН, 2012а, т. 443, № 1, с. 297—301.

Дорошкевич А.Г., Рипп Г.С., Сергеев С.А., Конопелько Д.Л. U-Pb геохронология Мухальского щелочного массива (Западное Забайкалье) // Геология и геофизика, 20126, т. 53 (2), с. 219—225.

Дорошкевич А.Г., Рипп Г.С., Избродин И.А., Сергеев С.А., Травин А.В. Геохронология Гулхенского массива Витимской щелочной провинции, Западное Забайкалье // ДАН, 2014, т. 457, № 6, с. 687—689.

Конев А.А. Нефелиновые породы Саяно-Байкальской горной области. Новосибирск, Наука, 1982, 200 с.

Конев А.А., Воробьев Е.И., Лазебник К.А. Минералогия Мурунского щелочного массива. Новосибирск, Изд-во СО РАН, НИЦ ОИГГМ СО РАН, 1996, 221 с.

Костюк В.П., Панина Л.И., Жидков А.Я., Орлова М.П., Базарова Т.Ю. Калиевый щелочной магматизм Байкало-Становой рифтогенной системы. Новосибирск, Наука, 1990, 234 с.

Левицкий В.И., Резницкий Л.З., Скляров Е.В., Левицкий И.В., Ковач В.П., Макагон В.М. Святоноситы Восточной Сибири — продукты корово-мантийного взаимодействия // Тезисы докладов Всероссийского (с участием иностранных ученых) совещание «Современные проблемы геохимии», посвященного 95-летию со дня рождения академика Л.В. Таусона, 22—26 октября 2012 г., Иркутск. Т.2. Иркутск, Изд-во Института географии СО РАН, 2012, с. 150—152. Литвиновский Б.А. Новые данные об условиях формирования святоноситов (на примере гранатовых сиенитов Бамбуйской интрузии, Витимское плоскогорье) // Геология и геофизика, 1973 (1), с. 42—51.

Орлова М.П., Борисов А.Б., Шаденков Е.М. Щелочной магматизм Мурунского ареала (Алданский щит) // Геология и геофизика, 1992, (5), с. 57—70.

Орлова М.П., Жидков А.Я., Орлов Д.М., Зотова И.Ф. Внутренняя структура и формирование Сыннырского щелочного массива (Северное Прибайкалье) // Геохимия, 1993, № 8, с. 1161—1182.

Покровский Б.Г. Коровая контаминация мантийных магм по данным изотопной геохимии. М., Наука, 2000, 225 с.

Покровский Б.Г., Жидков А.Я. Источники вещества ультракалиевых щелочных пород Сыннырского и Сакунского массивов по изотопным данным // Петрология, 1993, т. 1, № 2, с. 195—204.

Рыцк Е.Ю., Великославинский С.Д., Смыслов С.А., Ковач В.П., Богомолов Е.С., Толмачева Е.В. Геохимические особенности и коровые источники высококалиевых щелочных пород Сыннырского и Тасского массивов позднего палеозоя // Материалы конференции «Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту)». Иркутск, ИЗК СО РАН, 2016, Вып. 14, с. 250—252.

Рябчиков И.Д., Грин Д.Х. Роль двуокиси углерода в петрогенезисе высококалиевых магм // Проблемы петрологии земной коры и верхней мантии. Новосибирск. Наука, 1978, с. 49—64. (Тр. ИГиГ СО АН СССР, вып. 403).

Тихоненкова Р.П., Нечаева И.А., Осокин Е.Д. Петрология калиевых щелочных пород на примере Сыннырского щелочного массива в Бурятской АССР. М., Наука, 1971, 218 с.

Хубанов В.Б., Буянтуев М.Д., Цыганков А.А. U-Pb изотопное датирование цирконов из PZ₃-MZ магматических комплексов Забайкалья методом магнитно-секторной масс-спектрометрии с лазерным пробоотбором: процедура определения и сопоставление с SHRIMP данными // Геология и геофизика, 2016, т. 57 (1), с. 241—258.

Цыганков А.А. Позднепалеозойские гранитоиды Западного Забайкалья: последовательность формирования, источники магм, геодинамика // Геология и геофизика, 2014, т. 55 (2), с. 197—227.

Шаракшинов А.О. Петрология нефелиновых сиенитов Витимского плоскогорья. Новосибирск, Наука, 1975, 154 с.

Шаракшинов А.О. Щелочной магматизм Витимского плоскогорья. Новосибирск, Наука, 1984, 183 с.

Шаракшинов А.О., Посохов В.Ф., Шалагин В.Л., Посохова В.А. Рубидий-стронциевый возраст щелочных пород Витимского плоскогорья (Западное Забайкалье) // Магматизм, метаморфизм и рудоносность подвижных областей. Улан-Удэ, БНЦ СО АН СССР, 1991, с. 160—169.

Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Кузьмин М.И. Северо-Азиатский суперплюм в фанерозое: магматизм и глубинная геодинамика // Геотектоника, 2000, № 5, с. 1—27.

Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Сальникова Е.Б., Будников С.В., Ковач В.П., Котов А.В., Пономарчук В.А. Тектономагматическая зональность, источники магматических пород и геодинамика раннемезозойской Монголо-Забайкальской области // Геотектоника, 2002, № 4, с. 293—311.

Avanzinelli R., Lustrino M., Mattei M., Melluso L., Conticelli S. Potassic and ultrapotassic magmatism in the circum-Tyrrhenian region: Significance of carbonated pelitic vs. pelitic sediment recycling at destructive plate margins // Lithos, 2009, v. 113, p. 213–227.

Beccaluva L., Bianchini G., Coltorti M., Siena F., Verde M. Cenozoic tectono-magmatic evolution of the central-western Mediterranean: migration of an arc-interarc basin system and variations in the mode of subduction // Crop Project — deep seismic exploration of the Central Mediterranean and Italy / Ed. I.R. Finetti. Elsevier Special Volume, 2005, p. 623—640.

Black L.P., Kamo S.L., Allen C.M., Aleinikoff J.N., Davis D.W., Korsch R.J., Foudoulis C. TEMO-RA 1: a new zircon standard for Phanerozoic U–Pb geochronology // Chem. Geol., 2003, v. 200, p. 155–170.

Bouvier A.,Vervoort J.D., Patchett P.J. The Lu–Hf and Sm–Nd isotopic composition of CHUR: Constraints from unequilibrated chondrites and implications for the bulk composition of terrestrial planets / Earth Planet. Sci. Lett., 2008, v. 273, № 1–2, p. 48—57.

Carvalho B.B., Janasi V.A., Henrique-Pinto R. Geochemical and Sr–Nd–Pb isotope constraints on the petrogenesis of the K-rich Pedra Branca Syenite: Implications for the Neoproterozoic post-collisional magma-tism in SE Brazil // Lithos, 2014, v. 205, p. 39–59.

Chacko T., Cole D.R., Horita J. Equilibrium oxygen, hydrogen and carbon isotope fractionation factors applicable to geologic systems // Stable isotope geochemistry / Eds. J.W. Valley, D.R. Cole. Rev. Miner. Geochem. Washington, D.C., Miner. Soc. Amer., 2001, v. 43, p. 1—81.

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, Nd) data // Lithos, 2012, v. 152, p. 157—172.

Downes H., Kostoula T., Jones A.P., Beard A.D., Thirlwall M.F., Bodinier J.-L. Geochemistry and Sr–Nd isotopic compositions of mantle xenoliths from the Monte Vulture carbonatite–melilitite volcano, central southern Italy // Contr. Miner. Petrol., 2002, v. 144, p. 78–92.

Draper D.S., Green T.H. *P*, *T* phase relations of silicic, alkaline, aluminous liquids: new results and applications to mantle melting and metasomatism // Earth. Planet. Sci. Lett., 1999, v. 170, p. 255—268.

Epstein S., Taylor H.P. Variation of O¹⁸/O¹⁶ in minerals and rocks // Res. Geochem. Ed. P. Abelson. New York, Wiley, 1967, v. 2, p. 29—62.

Foley S.F. Experimental constraints on phlogopite chemistry in lamproites: 1. The effect of water activity and oxygen fugacity // Eur. J. Miner., 1989, v. 1, p. 411–426.

Foley S.F., Taylor W.R., Green D.H. The effect of fluorine on phase relationships in the system KAl- SiO_4 —Mg₂SiO₄—SiO₂ at 28 kbar and the solution mechanism of fluorine in silicate melts // Contr. Miner. Petrol., 1986, v. 93, p. 46—55.

Goldstein S.J., 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. 249–265.

Green D.H., Falloon T.J., Eggins S.M., Yaxley G.M. Primary magmas and mantle temperatures. Eur. J. Miner., 2001, v. 13, p. 437–451.

Griffin W.L., Powell W.J., Pearson N.J., O'Reilly S.Y. GLITTER: data reduction software for laser ablation ICP-MS // Laser ablation ICP-MS in the Earth sciences: Current practices and outstanding issues / Ed. P.I. Sylvester. Mineral. Assoc. Canada. Short Course, 2008, v. 40, p. 308—311.

Gupta A.K. Experimental studies on K-rich rocks // Origin of potassium-rich silica-deficient igneous rocks / Ed. A.K. Gupta. Springer, India, 2015, p. 381–451.

Hoefs J. Stable isotope geochemistry. Berlin, Springer-Verlag, 2009, 285 p.

Jahn B.M., Litvinovsky B.A., Zanvilevich A.N., Reichow M. Peralkaline granitoid magmatism in the Mongolian–Transbaikalian Belt: Evolution, petrogenesis and tectonic significance // Lithos, 2009, v. 113, p. 521–539.

Kowallis B.J., Christiansen E.H., Griffen D.T. Compositional variations in titanite // Geol. Soc. Am. Abstr. Programs, 1997, v. 29, p. 44.

Ludwig K.R. User's manual for Isoplot/Ex, Version 2.10. A geochronological toolkit for Microsoft Excel. Berkeley Geochronol. Center Spec. Publ., 1999, № 1, 46 p.

Ludwig K.R. SQUID 1.00. User's manual. Berkeley Geochronol. Center Spec. Publ. 2000, v. 2, 19 p.

Ludwig K.R. Isoplot 3.0. A geochronological toolkit for Microsoft Excel. Berkeley Geochronol. Center Spec. Publ., 2003, v. 4.

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

Peccerillo A. Potassic and ultrapotassic magmatism: compositional characteristics, genesis and geologic significance // Episodes, 1992, v. 15, p. 243—251.

Peccerillo A. Plio–Quaternary volcanism in Italy: Petrology, geochemistry, geodynamics. Springer-Verlag, 2005, Berlin, 365 p.

Sharp Z.D. A laser-based microanalytical method for the in situ determination of oxygen isotope ratios of silicates and oxides // Geochim. Cosmochim. Acta, 1990, v. 54, p. 1353–1357.

Sláma J., Kosler J., Condon D.J., Crowley J.L., Gerdes A., Hanchar J.M., Horstwood M.S.A., Morris G.A., Nasdala L., Norberg N., Schaltegger U., Schoene B., Tubrett M.N., Whitehouse M.J. Plesovice zircon—a new natural reference material for U-Pb and Hf isotopic micro-analysis // Chem. Geol., 2008, v. 249, p. 1—35.

Sun S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // Magmatism in the ocean basins / Eds. A.D. Saunders, M.J. Norry. 1989, Geol. Soc. London, Spec. Publ. 42, p. 313—345.

Sweeney R.J., Thompson A.B., Ulmer P. Phase relations of a natural MARID composition and implications for MARID genesis, lithospheric melting and mantle metasomatism // Contr. Miner. Petrol., 1993, v. 115, p. 225–251.

Thompson R.N., Fowler M.B. Subduction-related shoshonitic and ultrapotassic magmatism: a study of Siluro-Ordovician syenites from Scottish Caledonides // Contr. Miner. Petrol., 1986, v. 94, p. 507—522.

Wallace M.E., Green D.H. The effect of bulk rock compositions on the stability of amphibole in the upper mantle: implications for solidus positions and mantle metasomatism // Miner. Petrol., 1991, v. 44, p. 1–19.

Walter M.J., Presnall D.C. Melting behavior of simplified lherzolite in the system CaO–MgO–Al₂O₃–SiO₂–Na₂O from 7 to 35 kbar // J. Petrol., 1994, v. 35, p. 329–360.

Williams J.S. U-Th-Pb geochronology by ion microprobe. Application of microanalytical techniques to understanding mineralizing processes // Rev. Econ. Geol., 1998, v. 7, p. 1–35.

Рекомендована к печати 4 января 2017 г. А.Э. Изохом Поступила в редакцию 7 ноября 2016 г.